

G E O M A T I K A I
K Ö Z L E M É N Y E K

Publications in Geomatics

FŐSZERKESZTŐ
Editor in Chief

PAPP G

TANÁCSADÓ TESTÜLET
Advisory Board

ÁDÁM J (*elnök/chair*)
BIRÓ P
BOZÓ L
MÁRTON P

HU ISSN 1419-6492



ELKH FÖLDFIZIKAI ÉS ŰRTUDOMÁNYI KUTATÓINTÉZET
9400 SOPRON, CSATKAI U. 6-8.

Geomatikai Közlemények

Publications in Geomatics

kiadja a

ELKH FÖLDFIZIKAI ÉS ŰRTUDOMÁNYI KUTATÓINTÉZET

9400 Sopron, Csatkai E. u. 6-8. Pf. 5.

tel.: 99 / 508-350

e-mail: geomatika@ggki.hu

web: www.geomatika.ggki.hu

web programozó: Lovranits Tamás

felelős kiadó:

Wesztergom Viktor
igazgató

főszerkesztő:

Papp Gábor

angol nyelvi szerkesztő:

Papp Gábor

technikai szerkesztő:

Szlávy Anna

készült a

LŐVÉR PRINT Kft. nyomdájában

9400 Sopron, Ady Endre u. 5.

tel.: 99 / 329-977

megjelent 100 példányban

Sopron, 2021

HU ISSN 1419-6492

GEOMATIKAI
KÖZLEMÉNYEK
XXIV.

"Minden nemzet a maga
nyelvén lett tudós,
de idegenen sohasem."

(Bessenyei György)

A KÖTETBEN MEGJELENT CIKKEK BÍRÁLÓI

Benedek Judit
Gribovszki Katalin
Győri Erzsébet
Jancsó Tamás
Jánosi Imre
Kiszely Márta
Muraközy Judit
Papp Gábor
Siki Zoltán
Tóth Gyula
Tóth Zoltán

TARTALOMJEGYZÉK

CONTENTS

Ádám József, Papp Gábor	7
<i>In memoriam Dezső Nagy</i>	
Kalmár János, Orbán Aladár, Gribovszki Katalin	9
Forgólézeres szintezőműszer hibaforrásainak elkülönítése	
<i>Calibration of the rotary laser level equipment</i>	
Papp Erik	17
Geodéziai dátumtranszformáció prokrutész módszerrel	
<i>Geodetic datum transformation by Procrustes method</i>	
Kalmár János, Benedek Judit	27
Csúskeresés háromszögbázisú (TIN) digitális felületmodellben	
<i>Peak searching in a triangular irregular network (TIN)</i>	
Fodor Csilla	33
A földforgás és a szeizmikus aktivitás egymásra gyakorolt hatásának vizsgálata	
<i>Study of the interrelation between Earth rotation and seismicity</i>	
Ronan Connolly, Willie Soon, Michael Connolly, Sallie Baliunas, Johan Berglund, CJ Butler, Rodolfo G Cionco, Ana G Elias, Valery M Fedorov, Hermann Harde, Gregory W Henry, Douglas V Hoyt, Ole Humlum, David R Legates, Sebastian Lüning, Nicola Scafetta, Jan-Erik Solheim, László Szarka, Harry van Loon, Víctor M Velasco Herrera, Richard C Willson, Hong Yan, Weijia Zhang	45
Mennyire befolyásolja a Nap az északi félteke hőmérsékletének alakulását? A jelenleg zajló vita.	
A Research in Astronomy and Astrophysics (2021, Vol. 21. No. 6. 131 (68 pp) tanulmány magyar fordítása	
<i>How much has the Sun influenced Northern Hemisphere temperature trends? An ongoing debate</i>	
<i>Hungarian translation of the review paper in Research in Astronomy and Astrophysics (2021, Vol. 21. No. 6. 131 (68 pp)</i>	

IN MEMORIAM DEZSŐ NAGY

József Ádám^{}, Gábor Papp^{**}*



Dezső Nagy 19.04.1930 – 11.12.2020

On 11th of December, 2020 Dr. Dezső Nagy, MSc surveyor, emeritus researcher of the Geodetic Survey of Canada (currently known as Geodetic Survey Division, Natural Resources Canada) died of a fatal illness at his home in Ottawa, Canada. Although his incurable disease was known the notification on his death caused heartache to all those who knew him personally and had contact with him.

Dezső Nagy was born on 19th of April, 1930 in Hajdúdorog, Hungary. He finished his studies at the secondary school (lyceum) of his home town in 1948. He was graduated at MSc level at the Faculty of Civil Engineering of the Technical University of Budapest as a surveyor in Sopron in July, 1953. After graduation he won a 3 year stipend of the Hungarian Academy of Sciences and his studies and research work were led by Prof. Dr. István Hazay and Prof. Dr. Antal Tárczy-Hornoch. He spent the first two years in the Central Research Laboratory of Optics and Precision Mechanics supervised by Dr. Ferenc Szalkay. He left Hungary after the fall of the revolution in 1956 and his MSc degree was reaffirmed at the University of Toronto (UT) in 1958. His thesis work was dedicated to electronic distance measurement. After completing his PhD studies in the field of geoid determination he obtained his doctorate (PhD) at UT in 1962 with a dissertation entitled “Geoidal Contours”.

He attended several training courses organized by different universities of Canada and the USA (Advanced Digital Computer Programming, University of Pennsylvania, 1965; Special Summer Institute in Dynamical Astronomy, Cambridge, MA, 1969; Advanced TeX/Macro Writing Course, Carleton University, 1988; Desktop Publishing, Toronto, 1990).

In 1961, he moved from Toronto to Ottawa where he was employed as a research scientist of the Gravity Division of Dominion Observatory. He worked here from 30th of March, 1961 until his retirement in 1993 but remained an emeritus researcher until 2012.

His interests focused on problems of geoid determination, but he also coded numerous algorithms for the computer solution of general routine tasks of the Gravity Department. He was the first scholarship holder of the UT Computing Centre where he began the calculations for his doctoral thesis in 1958. The main result of his doctoral work was a computer code he wrote to determine the gravimetric deflections of the vertical by linearizing the Stokes function. The block average (representative value) of the gravity data was obtained by the determination of bivariate

^{*}Budapest University of Technology and Economics 1111 Budapest Műegyetem rkpt. 3.

^{**}Institute of Earth Physics and Space Science 9400 Sopron Csatka E. u. 6-8.

E-mail: papp.gabor@epss.hu

polynomials the accuracy of which was tested using the inverse matrix of the least squares adjustment. This way the computations could be run with minimal user interaction. For the rigorous solution of the Stokes integral, however, a worldwide coverage of gravity data is required. The necessary data, outside Canada, were obtained from databases at the Ohio State University, Goddard Space Flight Center and the Bureau Gravimétrique International. He also wrote a program code for the solution of large systems of linear equations which was implemented successfully for the adjustment of the Canadian gravimetric base network in 1961.

In Fortran he developed some forward 2D and 3D program codes to support the geological interpretation of gravity anomalies. He applied intensively the Monte Carlo and the Fast Fourier Transform methods in his investigations. In addition to the tasks mentioned above, he was responsible for the accuracy analysis of the gravity data base of the Dominion Observatory and for the visualization of data using both contour and 3D anaglyph plots. He also developed all the related program codes for the calculations of map projections and transformations and edited maps of geoid undulation and gravity anomaly data derived from global geopotential models provided by satellite observations. The Fortran codes written by him contain more than 280 000 program lines.

A closed expression for a specific solution of the Newton integral proposed by him was published in *Geophysics* in 1966. It describes the gravitational effect of a right rectangular parallelepiped (prism) and has resulted in over 600 citations and innumerable applications in scientific research since its publication. Dr. Nagy was determined to optimize his program code based on the closed expression mentioned above both in terms of numerical accuracy and computational time. The best version of the algorithm consists of only 7 lines of Fortran statements and commands. The great theoretical advantage of modelling with prisms is its rigour in terms of analyticity. The functional relations between the different parameters of the gravitational field (potential, geoid undulation, first and higher order derivatives of the potential, etc...) generated by a prism (or a set of prisms) can be studied without the use of any numerical approximations.

He was an active member of some working groups of the International Association of Geodesy (IAG SSG 5.100, IAG SSG 3.113, IAG SSG 3.116) and the Geoid Commission of Canada between 1986 and 1993. He participated in several joint research projects with colleagues working for University of New Brunswick, National Geodetic Survey, USA and Naval Postgraduate School, California. Between 1963 and 2010 he attended many domestic and international scientific conferences, meetings and workshops where he usually gave talks on his research results. He published more than 200 papers, many of them without co-authors.

He also showed a keen interest in the ever-evolving methods of presenting research findings, always using the latest computer tools and software. Since the advent of personal computers, he has therefore programmed his own presentation slides, posters and graphics using the PostScript language.

Since 1990, when the iron curtain fell and Hungary regained its political independence from the Soviet bloc he has engaged in fruitful cooperation with researchers of the Geodetic and Geophysical Research Institute of the Hungarian Academy of Sciences, Sopron (GGRI). They published several joint papers on interpolation techniques and geoid modelling. In 2000, a paper was published in *Journal of Geodesy* on the analytical/numerical behaviour of formulae derived to describe the gravitational field generated by a prism. He wrote a few papers also for the journal of Hungarian surveyors "Geodézia és Kartográfia" to share his high level knowledge on geodesy and geodetic research. During his visits to Sopron and Budapest he gave talks on his research and development results at least 20 times. Between 1994 and 2010, he was a member of the advisory board of the journal *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, published by the Hungarian Academy of Sciences. His activities in Hungary were supported by an agreement negotiated in 1991 between the Geodetic Survey of Canada and the GGRI, Sopron. This agreement was later renewed several times. His outstanding professional work was recognised by the Budapest University of Technology and Economics with a gold diploma in 2003 and a diamond diploma in 2013. He became an honorary member of the Hungarian Society of Surveying, Mapping and Remote Sensing in 2013.

Rest in peace! His kind and helpful personality and professional achievements will be remembered for a long time.

FORGÓLÉZERES SZINTEZŐMŰSZER HIBAFORRÁSAINAK ELKÜLÖNÍTÉSE

Kalmár János, Orbán Aladár*, Gribovszki Katalin**



Calibration of the rotary laser level equipment – *Separation of error sources of the rotary laser level equipment. During the measurement, the laser beam of the rotary laser level equipment have to rotate in a horizontal plane. The maximum allowed deviation between the actual plane defined by the rotating laser beam and the horizontal plane (the tail-swing) is $\pm 0.2\text{mm/m}$. Leveling error of the rotary laser level equipment can be caused by horizon-skewness and cone error. Previous studies could not separate the effect of the mentioned angle errors, but our geometric modeling made the separation possible. The angle errors can be separately determined from the readings, detected on specially located leveling poles. The readings provide height errors at these specially located leveling poles positions.*

Keywords: rotary laser level equipment, geometric modeling, horizon-skewness, cone error

A forgólézeres szintezőműszer lézervényének mérésakor mindig vízszintes síkban kell körbeforgatni, ettől való eltérése csak korlátok közt (pl. $\pm 0.2\text{ mm/m}$) megengedett. A szintezőműszer magassági hibáját a horizontferdeség és a kúphiba okozhatja. A korábbi vizsgálatok nem tudták elkülöníteni a két szöghiba hatását, de geometriai modellezéssel sikerült kimutatnunk, hogy speciális helyzetű mérőléc pozíciókkal a két szöghiba a skálánál detektált magassági hibák alapján elkülönülten meghatározható.

Kulcsszavak: forgólézer, geometriai modellezés, horizontferdeség, kúphiba

1 Bevezetés

Intézetünk (Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Geodéziai és Geofizikai Intézet) Tárczy-Hornoch Antal mérőcsarnokában geodéziai műszerek kalibrálása folyik, azaz szabatos mérésekkel megállapítják, hogy a vizsgált műszerek pontossága teljesíti-e a gyártó által vállaltakat – ha nem, akkor szükség van a műszer szakszervizben vagy gyártónál történő beszabályozására.

Jelen cikkben a forgólézeres szintezőműszer kalibrálásának hibaforrásaival foglalkozunk. Az önszintező forgólézeres szintezőműszer (1. ábra) belső szerkezetét sajnos nem ismerjük. A műszerben van egy állótengely, melyet a műszer felállítása után inga és mágnesek vagy újabban elektromos szervomotorok állítanak automatikusan függőleges helyzetbe (<https://laserlevelguru.com/using-rotary-laser-level/>, 2019.11.03.). A lézer fényforrás az állótengely belsejében van felszerelve. Az állótengely felső végére derékszögű prizmat helyeznek, amely az állótengely körül forgatható, és amely az eredetileg függőlegesen haladó lézer-fényt 90 fokkal megtörve vízszintes irányba tereli. Forgás közben a prizma által kivetített lézervény vízszintes síkot tűz ki.

2 A szintezőműszer kalibrálása

Vizsgálatainknál a Topcon forgólézeres szintezőműszert a 30 m hosszú és 4.6 m széles laboratóriumunk közepén állítottuk fel (2. és 3. ábrák), egy vízszintesre szintezett felületen. A terem négy falának felezőpontjaiban egy-egy függőlegesre állított, mm osztású léceket (skálát) helyeztünk el, melyeknek kezdőpontját egyforma magasságúra állítottuk.

A legegyszerűbb vizsgálatoknál csupán azt figyeljük, hogy a kivetített fény egyforma magasságban pásztázza-e a léceket, (az elkerülhetetlen műszerszabályozási hibák miatt ez még sohasem fordult elő), illetve, hogy mekkora a szemközti (átellenes) léceken leolvasott értékek egymástól való eltérése.



1. ábra. Egy tipikus forgólézeres szintezőműszer

Ez csupán tájékoztató adatokat szolgáltat az adott távolságokon a műszer pontosságáról, aminek alapján a gyártók ajánlása szerint eldönthető, hogy elküldjük-e beszállítókra a műszert a gyártónak (pl. <https://www.laserlevelhub.net/how-to-calibrate-a-dewalt-laser-level/>, 2019.11.03. vagy <http://www.johnsonlevel.com/News/RotaryLaserLevels>, 2019.11.03.).

Részletesebb vizsgálatainkban meghatároztuk az adott műszermagasságban vízszintesen haladó fény helyes leolvasási értékét is (*Kell* érték) a következő módon (Orbán 2000). Tekintsük műszermagasságnak a műszer üveg-falán megjelenő kör-alakú fényfolt középpontját. Ez a további műveletek részére úgy jeleníthető meg, hogy a kilépő fény útját vékony papírlappal zárjuk el. Ezen az ernyőn megjelenő kör-alakú fényfolt középpontja a felsőrendű szintezés szabályai szerint a lécre vetíthető. Az így kapott lécpozíció lesz a műszerből kilépő és vízszintesen haladó fény helyes leolvasási, vagy *Kell* értéke mind a négy skálán.

A további vizsgálatok alatt a forgó lézer a műszerhibákkal terhelt magasságokat vetíti a lécekre. Ezek a *Van* értékek. A *Van* - *Kell* különbség értékei az s skála pozíciójától függő $\delta(s)$ műszerhibák (2. ábra).

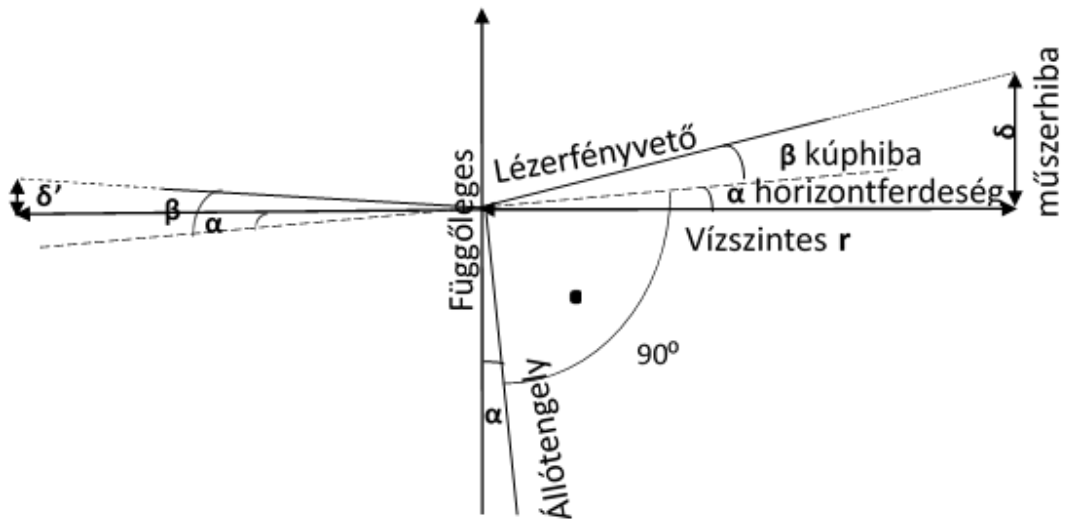
Az r távolság és a δ hiba ismeretében a műszer hibája γ szögértékben is kifejezhető. A hiba ismert γ szöge viszont lehetővé teszi, hogy korrekció céljából a gyakorlati munkáknál bármely r léctávolságra kiszámítható legyen a δ műszerhiba (Orbán 2000) a következőképpen. Legyen adott r és δ ugyanazon mértékegységben (pl. mm), akkor a szögmásodpercben kifejezett γ szöghiba kis szögekre felírható $\gamma \approx \rho \frac{\delta}{r}$ alakban, ahol $\rho = 3600'' \frac{180}{\pi} \approx 206265''$. Az előző képlet alapján a δ hiba adott r távolságon $\delta \approx r \frac{\gamma}{\rho}$ képlettel jellemezhető.

A forgólézeres szintezőműszer főbb szerkezeti és igazítási hibaforrásai a következők: horizontferdeség és kúphiba (2. ábra).

Horizontferdeségről akkor beszélünk, ha az állótengely nem függőleges (α szöghiba). Ebben az esetben a lézerefény forgás közben nem vízszintes, hanem ferde síkot tűz ki, amely egy adott irányban a vízszint alatt, ellenkező irányban a vízszint felett halad.

Kúphiba akkor lép fel, ha a forgó prizma a függőleges fényt nem derékszögben törí meg (β szöghiba). Ekkor a lézerefény állótengely szimmetria-tengelyű tölcészerű kúp-palástot pásztáz forgás közben, amely mindig vagy a vízszint felett, vagy az alatt áll. Itt jegyezzük meg, ha kalibráláskor tartanánk magunkat a már hivatkozott gyártói ajánlásokhoz, akkor a 'tisztá' kúphibát sosem vennénk észre, mert ekkor az átellenesen mért *Van* értékek nem különböznek.

γ a két, korábban nem elkülönített szöghiba α és β összege ($\gamma = \alpha + \beta$).



2. ábra. A lézerfényvető tengelyhibái

Kalibráláskor a laboratórium közepén felállított műszerrel körmérést végeztünk a négy lécen, majd a műszert felemelve a vízszintes lapról 90 fokként elforgattuk, és megismételtük a körbemérést. A mérési értékeket táblázatba foglaltuk és meghatároztuk a műszerhibák átlag-értékét és maximális értékét.

Eddigi méréseink során a két hiba szétválaszthatatlan volt, tehát a laboratóriumban adott r távolságon kapott δ műszerhiba a horizontferdeség és a kúphiba együttes hatását tükrözte.

3 A kalibrálási eljárás geometriai modellje

Ha $r(s)$ jelöli a műszer és az s skála távolságát, akkor a $\delta(s)/r(s)$ [mm/m] fajlagos skálahibák meghatározásával hitelesítjük a műszert, és a hiba okát is megnevezhetjük, ha csak egyik típusa fordul elő. A valóságban azonban a horizontferdeségi hiba és a kúphiba egyidejűleg is megjelenhet, egyes skálapozíciókban kioltathatják vagy felerősíthetik egymást, ezért kíváncsi lenné hatásuk és nagyságuk elkülönítése és meghatározása még a kalibrálás során, ami a műszer besabályozását is megkönnyítené.

A 2. ábra jelölései szerint a műszertől a skála r vízszintes távolságra van, a fényvető és a skála definiált síkban, az állótengely eltérése a függőlegestől α (horizontferdeség), a fényvető eltérése pedig az állótengelyre merőlegestől β (kúphiba), akkor a mért δ műszerhiba az alábbi képletekkel számolható (felhasználva, hogy α és β nullához közeli, kicsi szöghibák)

$$\delta = r \tan(\alpha + \beta) \approx r(\alpha + \beta) . \quad (1)$$

Látható, hogy a δ műszerhiba akkor is lehet nulla, ha mindkét szöghiba létezik, de ellenkező nagyságú, ezért egyetlen skálapozícióval (méréssel) a műszer nem minősíthető. (1) képlet alapján β felírható az alábbi egyszerű alakban:

$$\beta \approx \frac{\delta}{r} - \alpha . \quad (2)$$

Hasonló összefüggések érvényesek az átellenes skálapozícióban: $r' = r$,

$$\delta' = r \tan(-\alpha + \beta) \approx r(-\alpha + \beta) , \quad (3)$$

$$\beta \approx \frac{\delta'}{r} + \alpha . \quad (4)$$

A β kúphiba konstans, ezért (2) = (4) miatt:

$$\alpha = \frac{\delta - \delta'}{2r} \quad (5)$$

és (2)-be α -t (5) alapján visszahelyettesítve kapjuk:

$$\beta \approx \frac{\delta}{r} - \alpha = \frac{\delta + \delta'}{2r} . \quad (6)$$

A (6) képlet alapján látható, hogy a β kúphiba már két, átellenes skálapozícióban mért magassági hibából meghatározható, de az α horizontferdeség (5) nagysága a fényvető irányításától függ, mert az állótengelynek a lézervény sugara és a fényvető prizmán át húzott függőleges egyenes által kifeszített síkra eső merőleges vetülete fogja definiálni α pillanatnyi értékét.

Az állótengely horizontferdeségét egyetlen α szöggel nem tudjuk jellemezni, szükség van a fényvető irányára is, de mindkettő helyettesíthető az állótengely $a = (x_t, y_t, 1)$ irányvektorával. Ha az állótengely hibamentes, vagyis függőleges helyzetű, akkor $x_t = y_t = 0$.

A skálán a *Kell* pozíció (ahová a lézervény hibamentes műszer esetén világítana) b irányvektora a műszer fényvető origójú koordináta-rendszerében $b = (x_s, y_s, 0)$ lesz, és jelölje $r = \sqrt{x_s^2 + y_s^2}$ a műszer és a skála (mérőlécz) távolságát. Ismert, hogy

$a \cdot b = x_t x_s + y_t y_s = |a||b| \cos(\alpha + 90^\circ) = -|a||b| \sin \alpha$, ahol $|a| = \sqrt{x_t^2 + y_t^2 + 1}$, és $|b| = r$, ezért

$$\sin(\alpha) = \frac{-(x_t x_s + y_t y_s)}{r|a|} , \quad (7)$$

$$\alpha \approx \frac{-(x_t x_s + y_t y_s)}{|a|} . \quad (8)$$

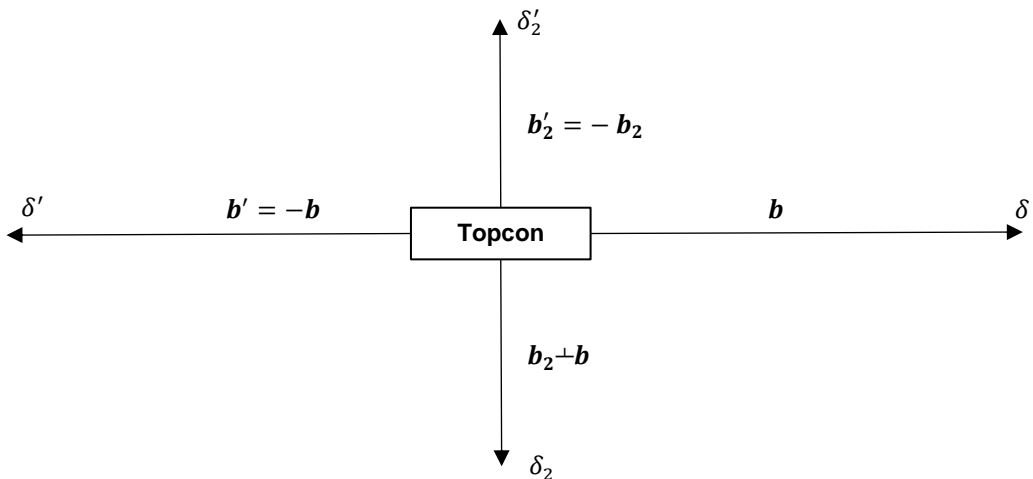
Az állótengely irányvektorának, vagyis a horizontferdeség meghatározásához további mérésekre van szükség, mert az átellenes skálapozíciókból α -ra kapott (5) és (8) összefüggések alapján csak egy egyenlet írható fel az állótengely keresett (x_t, y_t) koordinátáira.

Az új magassági mérések az első két mérés tengelyére merőlegesen történjenek (3. ábra).

A merőleges tengelyen a skálák helyvektorai: $b_2 = (y_s, -x_s, 0)$ és $b'_2 = -b_2$ lesznek, amivel aktualizáljuk az (5) és (8) képleteket:

$$\alpha_2 = \frac{\delta_2 - \delta'_2}{2r} , \quad (9)$$

$$\alpha_2 \approx \frac{-(x_t y_s + y_t x_s)}{r|a|} . \quad (10)$$



3. ábra. A műszer kalibrálásának skálapozíciói

Az állótengely \mathbf{a} irányvektorának (x_t, y_t) koordinátáit ezután az (5) = (8) és a (9) = (10) egyenletek megoldásaként kapjuk:

$$-x_t x_s - y_t y_s = |\mathbf{a}| \frac{\delta - \delta'}{2}, \quad (11)$$

$$-x_t y_s + y_t x_s = |\mathbf{a}| \frac{\delta_2 - \delta'_2}{2}. \quad (12)$$

A (11) – (12) egyenletek $|\mathbf{a}| = \sqrt{x_t^2 + y_t^2}$ jelentése miatt egy két-ismeretlenes másodfokú egyenletrendszerhez vezetnek, aminek létezik ugyan algebrai megoldása, de túl bonyolult.

Egyszerűsítsünk annyit a skálák elrendezésén, hogy az első (δ műszerhibájú) műszerállás x tengelyirányú legyen, ezért $x_s = r$, és $y_s = 0$, továbbá vezessük be a $\delta_{12} = \delta' - \delta$, illetve $\delta_{34} = \delta_2 - \delta'_2$ jelöléseket, akkor a (11) – (12) egyenletrendszer a következőképpen néz ki:

$$x_t = \frac{|\mathbf{a}|}{2r} \delta_{12}, \quad (13)$$

$$y_t = \frac{|\mathbf{a}|}{2r} \delta_{34}. \quad (14)$$

A (13)-(14) egyenletrendszert egyváltozósra vezethetjük vissza, ha az (x_t, y_t) koordinátákat

$$x_t = q \delta_{12}, \quad y_t = q \delta_{34} \quad (15)$$

alakban keressük. Helyettesítsük (15)-öt pl. (13)-ba, akkor kapjuk, hogy

$$q = \pm \frac{1}{\sqrt{4r^2 - \delta_{12}^2 - \delta_{34}^2}}. \quad (16)$$

Mi nem csak az állótengely irányvektorát, hanem annak a függőlegestől való α_{max} eltérését is keressük, amit az alábbi képlet szolgáltat:

$$\sin(\alpha_{max}) = \frac{\sqrt{x_t^2 + y_t^2}}{|\mathbf{a}|}. \quad (17)$$

(x_t, y_t) (15) – (16) megoldását behelyettesítve és egyszerűsítve kapjuk:

$$\alpha_{max} \approx \sin(\alpha_{max}) = \frac{\sqrt{\delta_{12}^2 + \delta_{34}^2}}{2r}. \quad (18)$$

A (18) képletből a szinusz függvényt argumentumával helyettesíthetjük, mert várhatóan kis α_{max} hibaszögről van szó.

A fényvető β kúphibájának (6) képlete úgy interpretálható, hogy két átellenes léchiba átlagát osztjuk a skálák r műszertávolságával. Az állótengely irányvektorának meghatározásához viszont négy skála-pozícióra volt szükség, ezért a δ_2, δ'_2 átellenes léchibák alapján is felírható β egy becslése. Végeredményben a négy skálapozíció miatt a műszer β kúphibájára két becslésünk lesz, ezeket átlagolva a statisztikailag robusztusabb

$$\beta = \frac{\delta + \delta' + \delta_2 + \delta'_2}{4r} \quad (19)$$

kúphiba becsléshez jutunk, azaz vesszük a négy műszerhiba átlagát, és elosztjuk azt a műszer és a skálák r távolságával.

Vegyük észre, hogy a (19) képlet jól interpretálja a szöghibák alapeseteit:

- A műszernek csak horizontferdeségi hibája van. Az átellenes műszerhibák egyformák, de ellentétes előjelűek: $\delta + \delta' = 0$, $\delta_2 + \delta'_2 = 0$, tehát $\beta = 0$, vagyis nincs kúphiba.
- A műszernek csak kúphibája van. A műszerhibák egyformák: $\delta = \delta' = \delta_2 = \delta'_2$, ezért $\beta = \frac{\delta}{r}$, de $\frac{\delta}{r} = \tan(\beta)$, ami kis szögeknél jó közelítő értéke β -nak.

Ezen megfontolás alapján β (19) becslését tovább élesíthetjük:

$$\tan \beta = \frac{\delta + \delta' + \delta_2 + \delta'_2}{4r} . \quad (20)$$

4 A szöghibák becslése modellezett műszerhibák alapján

Különböző \mathbf{a} állótengely irányvektorokat, vagyis α_{max} horizontferdeségeket és β kúphibákat modelleztünk. Adott \mathbf{b} irányvektorú skálapozícióhoz (7) alapján kiszámítottuk az állótengely vetületének α eltérését a függőlegestől, és az $r = |\mathbf{b}|$ léctávolság ismeretében (1) alapján kiszámítottuk a δ műszerhibákat (1a. táblázat). Megvizsgáltuk, hogy a (15), (16) képletek milyen pontosan adják vissza az állótengely irányvektorát, illetve a (18), (19) képletek a modellezett szöghibákat. Vizsgálatunk alapján megállapítható, hogy a becslések csak a harmadik értékes jegyben térnek el a modellezett értékektől (1b. táblázat).

1a. táblázat. Modellezett műszerhibák az egyes skálapozíciókban

	skálapozíciók		modellezett	
	x_s [m]	y_s [m]	δ	δ műszerhiba [m]
\mathbf{b}	3	0	δ	-0.02213403
\mathbf{b}'	-3	0	δ'	0.33770862
\mathbf{b}_2	0	-3	δ_2	0.39846009
\mathbf{b}'_2	0	3	δ'_2	-0.08200263

1b. táblázat. A szöghibák becslése a modellezett műszerhibák alapján

	kúphiba (β) [°]	az állótengely iránya		horizont-ferdeségi
		x_t [m]	y_t [m]	hiba (α_{max}) [°]
modellezett	3	0.06	0.08	5.7105
becsült	3.0149449	0.060276	0.080481	5.7418

Ezen csekély hiba forrása is megmagyarázható: a képletek levezetésekor a szinusz és tangens szögfüggvényeket argumentumukkal helyettesítettük, ami 0 közelében elfogadott egyszerűsítés. A modellezett szöghibák viszont 3 – 6 fokokak voltak, ami már elég távol van az origótól ahhoz, hogy becslési hibát okozzon – a gyakorlatban a megfelelő pontosságú műszerek szöghibái 1 szögperc alatt vannak, vagyis két nagyságrenddel kisebbek.

A levezetett becslő képletek csak a skálák és a műszer r távolságát illetve a δ műszerhibákat tartalmazzák. Megvizsgáltuk, hogyan változnak a számítási eredmények, ha nem standard skálapozícióból (az első mérőléc az x tengelyhez képest $\gamma = 70^\circ$ szöggel elforgatott pozícióban van) indulunk ki (2a, 2b. táblázatok).

2a. táblázat. Modellezett műszerhibák az egyes skálapozíciókban

	skálapozíciók		modellezett	
	x_s [m]	y_s [m]	δ	δ műszerhiba [m]
\mathbf{b}	1.026	2.819	δ	-0.1290985
\mathbf{b}'	-1.026	-2.819	δ'	0.4464304
\mathbf{b}_2	2.819	-1.026	δ_2	0.0704527
\mathbf{b}'_2	-2.819	1.026	δ'_2	0.2442570

2b. táblázat. A szöghibák becslése nem standard skálapozíciók esetén

	kúphiba (β) [°]	az állótengely iránya		horizont-ferdeségi
		x_t [m]	y_t [m]	hiba (α_{max}) [°]
modellezett	3	0.06	0.08	5.7105
becsült	3.0149908	0.096407	-0.02911	5.7418

Vizsgálatunk alapján megállapítható, hogy a szöghibák (18) és (19) becslése invariánsnak adódott (nem változik) az elforgatásra (előzetesen ezt vártuk). Az állótengely \mathbf{a} irányvektorának (15) és (16) alapján becsült (x_t, y_t) koordinátáit az első skálapozícióba forgatott x tengelyű koordináta-rendszerben kaptuk meg. Mindezekből következően a valódi (x'_t, y'_t) koordinátákat úgy számíthatjuk ki, hogy a becsült koordinátákat ugyanolyan forgatásnak vetjük alá, mint amilyen forgatással $(\cos(\gamma) = x_s/r, \sin(\gamma) = y_s/r)$ az első (x_s, y_s) léccállást nyertük a standard $(r, 0)$ pozícióhoz képest:

$$x'_t = \frac{x_t x_s - y_t y_s}{r}, \quad y'_t = \frac{x_t y_s + y_t x_s}{r}. \quad (21)$$

5 Az eljárás tesztelése műszervizsgálattal

A mérőcsarnokban korábban egy Topcon forgólézeres szintezőműszer lett kalibrálva, vagyis meg lettek határozva a négy mérőlécen a műszerhibák. A mérés során teljesült az átellenes skálatengelyek merőlegessége, de a vizsgálóhelyiség adottságai miatt a műszertől a skálák eltérő távolságra helyezkedtek el (3. ábra, $|\mathbf{b}| = 15 \text{ m}$, $|\mathbf{b}_2| = 2.3 \text{ m}$). A mért δ léchibákat ezért a háromszög hasonlóság alapján 10 méter műszer-skála távolságra normáltuk, és az így korrigált léchibák alapján számítottuk ki a (19) kúphibát és a (18) horizontferdeséget (3. táblázat). A léchibákból jól látszott, hogy a műszer a szabványnak megfelelően pontos, mérési hibája nem haladta meg a 0.5 mm/m-t, ezért csak kis szöghibákra számítottunk.

Képleteinket alkalmazva az α_{max} szöghibák átlaga 38 szögmásodperc, a β szöghibák átlaga pedig 24 szögmásodperc lett, vagyis a műszernek valóban csak elhanyagolható irányhibája van. Azért beszélhetünk átlagról, mert a műszerrel több mérési sorozatot végeztünk úgy, hogy közben a műszer helyzetét (állótengelyét) változtattuk, azimutját a főirányokba ($0^\circ, 90^\circ, 180^\circ, 270^\circ$) forgattuk. Az átlagolt eredmények hibáját a szórásukkal jellemezhetjük, és az α_{max} szöghibák szórása 5 szögmásodperc, a β kúphibák szórása pedig 3 szögmásodperc lett, ami a pontos mérések mellett a (18)-(19) képlettel számított szöghibák jó becslésére utal.

6 Összefoglalás

Geometriai modellezéssel sikerült kimutatnunk, hogy speciális helyzetű mérőléc pozíciókkal a forgólézeres szintezőműszer horizontális ferdesége és kúphibája a léceknél mért magassági hibák alapján elkülönülten meghatározható.

Az állótengely irányvektorára felírt (11)-(12) két-ismeretlenes, másodfokú egyenletrendszer megoldásainak a (15)-(16) alakban megadott közelítését adtuk meg, a szöghibák pedig a (18)-(19) képletek alapján számíthatók.

Mind a kísérleti számmodellekben (1. és 2. táblázatok), mind a valós mérések (3. táblázat) alapján sikerült az elméleti eredményeket (képleteket) validálni.

Köszönetnyilvánítás. Ezúton mondunk köszönetet Horváth Attila munkatársunknak Kalibráló Laboratóriumunk kialakításánál nyújtott segítségével, a kalibrálási jegyzőkönyvek és bizonyítványok kiadásánál végzett informatikai munkáiért, valamint a mérésekben való részvételéért. A publikáció elkészítését a Magyar Tudományos Akadémia Bolyai János kutatási ösztöndíja támogatta.

Hivatkozások

Orbán A (2000): Minőségügyi kézikönyv. Forgólézeres szintezőműszerek kalibrálása. Belső használatra, Sopron. 30.

3. táblázat. A Topcon műszer kalibrálásának eredménye

műszer azimuth	skála pozíció	hiba [mm]	korrigált hiba	skálátáv [m]	sugár [m]	$\delta_{12} = \delta' - \delta$	$\delta_{34} = \delta_2 - \delta'_2$	α_{max} [radián]	β [radián]	α_{max} [°]	β [°]	α_{max} ["]	β ["]
0°	δ'	1.5	1.00	15	10	1.667	3.913	0.00021	0.00011	0.0122	0.0061	44	22
	δ'_2	0.0	0.00	2.3									
	δ	-1.0	-0.67	15									
	δ_2	0.9	3.91	2.3									
90°	δ'	0.8	0.53	15	10	1.200	3.043	0.00016	0.00014	0.0094	0.0079	34	28
	δ'_2	0.3	1.30	2.3									
	δ	-1.0	-0.67	15									
	δ_2	1.0	4.35	2.3									
180°	δ'	-0.9	-0.60	15	10	-1.933	-3.478	0.00020	0.00011	0.0114	0.0060	41	22
	δ'_2	0.8	3.48	2.3									
	δ	2.0	1.33	15									
	δ_2	0.0	0.00	2.3									
270°	δ'	-0.9	-0.60	15	10	-1.867	-2.609	0.00016	0.00013	0.0092	0.0072	33	26
	δ'_2	0.8	3.48	2.3									
	δ	1.9	1.27	15									
	δ_2	0.2	0.87	2.3									
Átlag													
Szórás													
0.00018 0.00012 0.0105 0.0068 38													
0.00003 0.00002 0.0015 0.0009 5													

GEODÉZIAI DÁTUMTRANSZFORMÁCIÓ PROKRUSZTÉSZ MÓDSZERREL

Papp Erik*



Geodetic datum transformation by Procrustes method – The Procrustes „matching bed” method is a very effective method for determining the Helmert’s datum transformation parameters since it requires neither initial starting values nor iteration. Due to this attractive attribute the Procrustes algorithm extended it to solve the 3D affine transformation problem where scale factors are different in the three principal direction X, Y, Z. After computing the centre of mass coordinates of two given systems, scale, translation and rotation parameters are optimised using Frobenius (in other term: Euclidean) norm. In this paper, the Procrustes method is presented to provide solution to the 7-parameter and 9-parameter transformation problems. The transformation consists of three translation parameters, three rotation elements and one or three scale factors. The last part is devoted to practical applications of the Procrustes method with case studies to demonstrate the application of derived formula in case of GPS and LiDAR measurements.

Keywords: Procrustes analysis, 7-parameter similarity transformation, 9-parameter affine transformation, last squares solution, Frobenius norm, singular value decomposition (SVD).

A Prokrusztész „jól illeszkedő ág” módszer egy nagyon hatékony eljárás a Helmert-féle dátumtranszformációs paraméterek meghatározásához, mivel sem a kezdeti értékek ismeretére, sem iterációra nincs szükség. Ezen vonzó tulajdonságoknak köszönhetően a Prokrusztész módszer eredményesen alkalmazható a 3D affin transzformáció esetében, ahol a méretarányok különbözőek az X, Y és Z tengelyek irányában. A két rendszer súlyponti koordinátáinak kiszámítása után, a méretarány az eltolás és a forgatás paraméterek a Frobenius (euklideszi) norma felhasználásával optimalizálhatók. Ebben a dolgozatban bemutatjuk a Prokrusztész módszer alkalmazását a 7-paraméteres és a 9-paraméteres geodéziai dátumtranszformációs modell esetében. A transzformáció három eltolás, három elforgatás paraméter és egy vagy három méretarány meghatározásából áll. Az utolsó részben a Prokrusztész módszer gyakorlati alkalmazásával két számpéldát, GPS és LiDAR mérési eredmények transzformációját mutatjuk be.

Kulcsszavak: Prokrusztész analízis, 7-paraméteres hasonlósági transzformáció, 9-paraméteres affin transzformáció, legkisebb négyzetek szerinti megoldás, Frobenius norma, szinguláris értékek szerinti felbontás (SVD).

1 Bevezetés

A hagyományos földi és GPS módszerrel meghatározott hálózatok közötti torzulások következtében a 7-paraméteres hasonlósági transzformációk néhány esetben nem biztosítanak megfelelő pontosságot. Például GPS koordinátákat transzformálva EOVS vetületi rendszerbe, a hasonlósági transzformációval maximum 0,5 méteres maradék ellentmondást kapunk (Papp és Szűcs 2005). A maradék ellentmondások csökkentése céljából, több paraméteres transzformációs modelleket kell alkalmaznunk. A 9-paraméteres affin transzformáció nem csak logikus kiterjesztése, hanem egyben általánosítása is a 7-paraméteres transzformációs modellnek. Az affin transzformáció a Helmert transzformáció módosítása, amikor egyetlen méretarány helyett, három méretarányt alkalmazunk a megfelelő koordináta tengelyek irányában. Abban az esetben, ha a három méretarány azonos, a modell visszaváltozik hasonlósági transzformációvá. A 9-paraméteres transzformáció megoldásával sok tanulmány foglalkozott és napjainkban is az érdeklődés középpontjában áll. Späth (2004) numerikus, minimalizálási technikát alkalmazott, Papp és Szűcs (2005) linearizált legkisebb négyzetek módszerét alkalmazták. Wattson (2006) Gauss-Newton módszert használt. A GPS felhasználók igényeinek és kívánságainak megfelelően a 9-paraméteres transzformáció néhány geodéziai programcsomagban

szintén megtalálható. A 3D affín transzformáció 9 paraméterének meghatározásához, minimum 3 mindkét rendszerben ismert koordinátájú közös pont szükséges. Azonban a geodéziában és a térinformatikában, általában $n > 3$ közös pont áll rendelkezésre.

A 9-paraméteres affín transzformáció a következők szerint definiálható: három méretarány meghatározása az X, Y és Z irányban ($\text{diag}\{S\} \in \mathbb{R}^{3 \times 3}$), három forgatási paraméter meghatározása, ($R \in \mathbb{R}^{3 \times 3}$) és három eltolás meghatározása ($T \in \mathbb{R}^{3 \times 1}$). Ez tulajdonképpen a 7-paraméteres transzformáció kiterjesztése (Burša 1962, Wolf 1963), ahol a méretarányokat az X, Y és Z tengelyek irányában határozzuk meg, a szokásos egyetlen méretarány helyett.

Ebben a dolgozatban bemutatjuk a dátumtranszformáció megoldását Prokrusztész módszerrel.

2 Ki volt Prokrusztész?

A név és a fogalom eredete is az ókori Görögországból származik. Prokrusztész a görög mitológiában Poszeidón fia, híres rabló az Athénből Elefszinába vezető úton. Polüphemón és Damasztész néven is ismerik. Nevét „kinyújtó” arról a szokásáról kapta, hogy az arra járó utasokat házába invitálta, majd ágyába fektette, s ha annál rövidebbek voltak, kegyetlenül kinyújtotta őket, a túl hosszú vendégnek pedig, levágott egy darabot a lábából. Az ifjú Thészeusz, a fiatal atticai hős, akinek feladata a rablók kiiktatása volt, Athénba vezető útján Prokrusztészt kényszerítette bele a saját ágyába, és mivel túl hosszú volt hozzá, egy fejjel megkurtította.

Prokrusztész mágikus ágyával kapcsolatban terjedt el a következő könyörtelen mondás „erőltetni valakit vagy valamit egy természetellenes formába vagy sémába”. A prokrusztészi jelző, a lehető legjobban illeszkedő megoldást biztosító eljárás megnevezésére használatos napjainkban.

3 Prokrusztész módszer

A matematikának azt a területét, amely bizonyos struktúrák közötti hasonlóságot vizsgálja, többdimenziós skálázásnak (Multidimensional Scaling - MDS) nevezik. Ha egy struktúra n darab objektumának m darab tulajdonágát egy A adatmátrixba, és egy másik struktúra azonos n darab objektumának m darab tulajdonságait egy B adatmátrixba rendezik, a kettő közötti hasonlóság különböző MDS módszerekkel vizsgálható. Ha az objektumokat metrikus m dimenziós euklideszi (ortogonális) térben értelmezzük, az általánosított Prokrusztész analízist alkalmazhatjuk, amely eltolást, méretarány változást, elforgatást és tükrözést (reflexiót) is lehetővé tesz a legjobb illeszkedés biztosítására.

Ezt az általánosított analízist tehát akkor is alkalmazhatjuk, ha a két struktúra egy geodéziái hálózat két realizációja, az objektumok a pontokat és a tulajdonságok a pontkoordinátákat jelentik. Ezzel az analízissel mind a 7-paraméteres hasonlósági transzformáció, mind pedig a 9-paraméteres affín transzformáció is egyértelműen megoldható.

Ez a módszer csak matematikai eszköztárában tér el a 7-paraméteres hasonlósági transzformáció hagyományos megoldásától, a zárt képleteken alapuló kvaternióval (Papp 2013), az iterációval történő kvaternió alapú (Papp 2015) és a zárt képleteken alapuló kettős kvaternióval (Papp 2017) történő megoldásoktól. A szabatos megoldásoknak gyakorlatilag azonos eredményre kell vezetniük.

3.1 A 7-paraméteres hasonlósági transzformáció

Tekintsük az n pontból álló $A \in \mathbb{R}^{n \times m}$ és $B \in \mathbb{R}^{n \times m}$ koordinátarendszereket az $m=3$ dimenziós euklideszi térben. Az A és B terek adatai az alábbi formában adhatók meg

$$A = \begin{bmatrix} x_1 & y_1 & z_1 \\ x_2 & y_2 & z_2 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ x_n & y_n & z_n \end{bmatrix}, \quad B = \begin{bmatrix} X_1 & Y_1 & Z_1 \\ X_2 & Y_2 & Z_2 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ X_n & Y_n & Z_n \end{bmatrix}. \quad (1)$$

A 7-paraméteres hasonlósági vagy ismertebb nevén Helmert transzformáció a következők szerint definiálható

$$\mathbf{A} = \mathbf{B}\mathbf{R}\mathbf{s} + \mathbf{v}\mathbf{T}^T, \quad (2)$$

ahol az $\mathbf{R} \in \mathbb{R}^{3 \times 3}$ egy ortonormál forgatási mátrix, amely kielégíti az $\mathbf{R}^T \mathbf{R} = \mathbf{I}_3$ ortogonalitási feltételt, $s \in \mathbb{R}$ a méretarány vagy más néven skálátényező, $\mathbf{T} \in \mathbb{R}^{3 \times 1}$ az eltolás vektor és \mathbf{v} egy n hosszúságú vektor. A 7-paraméteres transzformáció ezek után megoldható a 7 transzformációs paraméter meghatározásával, úgymint: méretarány $s \in \mathbb{R}$, 3 forgatás $\mathbf{R} \in \mathbb{R}^{3 \times 3}$ és 3 eltolási paraméter $\mathbf{T} \in \mathbb{R}^{3 \times 1}$ meghatározása. Különböző megoldások találhatók a szakirodalomban a 7-paraméteres hasonlósági transzformáció megoldására, mint például Vaníček és Steeves (1996), Ádám (1982), Yang (1999), Grafarend és Awange (2003), Awange és Grafarend (2005), Shen et al. (2006), Prosková (2011, 2012), Zeng és Yi (2011), Walker et al. (1991), Papp és Szűcs (2005).

3.2 A 9-paraméteres affin transzformáció

A 9-paraméteres affin transzformáció a következők szerint definiálható

$$\mathbf{A} = \mathbf{B}\mathbf{R}\mathbf{S} + \mathbf{v}\mathbf{T}^T, \quad (3)$$

ahol az $s \in \mathbb{R}$ méretarány paramétert (2. egyenlet) egy $\mathbf{S} \in \mathbb{R}^{3 \times 3}$ diagonálmátrixszal helyettesítjük, amely a következő alakú

$$\mathbf{S} = \langle \mathbf{S}_x \mathbf{S}_y \mathbf{S}_z \rangle. \quad (4)$$

$\mathbf{S}_x \mathbf{S}_y \mathbf{S}_z$ jelöli az X, Y, Z tengely irányú méretarányokat. A (2) egyenlet megoldásával szemben a (3) egyenlet esetében 9 transzformációs paramétert kell meghatároznunk: a méretarányt $\mathbf{S} \in \mathbb{R}^{3 \times 3}$, a forgatást $\mathbf{R} \in \mathbb{R}^{3 \times 3}$ és az eltolási paramétert $\mathbf{T} \in \mathbb{R}^{3 \times 1}$ határozza meg.

Az (1)–(3) egyenletekben legyen $\mathbf{a}_i = [x_i \ y_i \ z_i]$ és $\mathbf{b}_i = [X_i \ Y_i \ Z_i]$. Azért, hogy az optimális 9-transzformációs paramétert, a méretarányt $\text{diag}\{\mathbf{S}\} \in \mathbb{R}^{3 \times 3}$, a forgatást $\mathbf{R} \in \mathbb{R}^{3 \times 3}$ és az eltolást $\mathbf{T} \in \mathbb{R}^{3 \times 1}$ meghatározzuk, a Frobenius norma (a mátrix értékeinek négyzetösszege) minimum kell, hogy legyen, vagyis az $\mathbf{A} \in \mathbb{R}^{n \times m}$ és $\mathbf{B} \in \mathbb{R}^{n \times m}$ koordináta rendszerekben lévő pontok távolság-négyzet összegének minimálisnak kell lennie

$$D^2 = \sum_{i=1}^n (\mathbf{a}_i - \mathbf{b}_i \mathbf{R} \mathbf{S} - \mathbf{T})^T (\mathbf{a}_i - \mathbf{b}_i \mathbf{R} \mathbf{S} - \mathbf{T}). \quad (5)$$

Optimális forgatási mátrix meghatározása

A következőkben bemutatjuk, hogyan határozhatjuk meg a forgatási mátrixot, ortogonális Prokrusztész módszerrel, csupán a két koordináta rendszerben adott közös pontok koordinátáinak a felhasználásával, linearizálás, iteráció és a kezdő értékek közelítő ismerete nélkül. Jelölje \mathbf{a}_0 és \mathbf{b}_0 a két koordináta rendszer súlypontját és n a közös pontok számát.

$$\mathbf{a}_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \mathbf{a}_i, \quad \mathbf{b}_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \mathbf{b}_i. \quad (6)$$

Legyen az $\mathbf{a}_0 = \mathbf{b}_0 = 0$. Az $\mathbf{R} \in \mathbb{R}^{3 \times 3}$ megoldása koordinátákból számítható, függetlenül a méretarány és eltolás paramétereiktől (Grafarend és Awange 2003, Wattson 2006), a (3) egyenlet kifejezhető, mint

$$\mathbf{A} = \mathbf{B}\mathbf{R}, \quad (7)$$

amely az \mathbf{R} forgatási mátrix kvadratikus kényszerének és az ortogonalitási feltétel függvénye (Grafarend és Awange 2003)

$$\mathbf{R}^T \mathbf{R} = \mathbf{I}_3. \quad (8)$$

Az $\mathbf{R} \in \mathbb{R}^{3 \times 3}$ 3 x 3 ortonormál mátrix a (7) egyenlet legkisebb négyzetek szerinti megoldása, a (8) egyenletben szereplő feltétel teljesülése mellett, de csak abban az esetben, ha teljesül a (9) nemlineáris normálegyenlet rendszer

$$\mathbf{B}^T \mathbf{B} \mathbf{R} + \mathbf{R} \mathbf{A} = \mathbf{B}^T \mathbf{A}, \quad (9)$$

ahol A egy 3×3 szimmetrikus mátrix (Grafarend és Awange 2000). A $B^T A$ mátrixszorzat szinguláris értékek szerinti felbontással (*singular value decomposition* - SVD) eljárással is megadható a következők szerint:

$$B^T A = U \Sigma V^T . \quad (10)$$

Az U és V 3×3 ortonormál mátrixok a baloldali és jobboldali szinguláris vektorok mátrixa, Σ pedig a 3 szinguláris értékeket tartalmazó diagonális mátrix. A nemlineáris normálegyenletrendszert az SVD felhasználásával megoldva megkapjuk a keresett R forgatási mátrixot:

$$R = UV^T , \quad (11)$$

amely eredmény egyértelmű és egyedüli megoldás abban az esetben, ha a (10) egyenlet jobb oldalán található $B^T A \in \mathbf{R}^{m \times n}$ mátrixszorzat rangja 3, vagy nagyobb annál (Grafarend és Awange 2000).

A forgatás kvaternióval vagy kettős kvaternióval sokkal egyszerűbben megadható és szükség esetén ezekből az R forgatási mátrix meghatározható, hiszen egy 4 elemű vektorral gyorsabb és könnyebb szorozni, mint egy 9 elemű mátrixszal, vö. Hamilton (1844, 1853), Horn (1987), Papp (2013, 2015, 2017), Prosková (2011, 2012), Shen et al. (2006), Wang et al. (2014), Walker et al. (1991).

Optimális méretarány meghatározása

Feltételezve, hogy az $a_0 = b_0 = 0$, akkor a (3) egyenlet az alábbi alakú lesz

$$A = BRS . \quad (12)$$

Legyen f az a hibafüggvény, amely magában foglalja a B rendszer A rendszerbe történő elforgatását és méretarány változtatását

$$f = (A - BRS)^T (A - BRS) , \quad (13)$$

ahol f egy 3×3 mátrix. Frobenius normát alkalmazunk a hibafüggvényre a két azonos pont közötti távolság minimalizálásához (Fitzpatrick és West 2001)

$$\|f\|^2 = \text{tr}(A - BRS)^T (A - BRS) = \min . \quad (14)$$

Az optimális, legkisebb négyzetek szerinti megoldása az $S \in \mathbf{R}^{3 \times 3}$ az $\|f\|^2$ minimalizálásával határozható meg. A részletes levezetés és bizonyítás megtalálható Grafarend és Schaffrin (1993) munkájában.

Jelöljük az A , B és R mátrixokat az alábbiak szerint

$$A = \begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} \\ & \vdots & \\ a_{n1} & a_{n2} & a_{n3} \end{bmatrix} , \quad B = \begin{bmatrix} b_{11} & b_{12} & b_{13} \\ b_{21} & b_{22} & b_{23} \\ & \vdots & \\ b_{n1} & b_{n2} & b_{n3} \end{bmatrix} , \quad R = \begin{bmatrix} r_{11} & r_{12} & r_{13} \\ r_{21} & r_{22} & r_{23} \\ r_{31} & r_{32} & r_{33} \end{bmatrix} . \quad (15)$$

Az s_j méretarány paraméterek a (16) egyenlet alapján számíthatók. A megoldás részletes levezetése és bizonyítása megtalálható Awange et al. (2008) tanulmányában.

$$\left\{ \frac{\partial \|f\|^2}{\partial s} \right\}_{jj} = 0 \Leftrightarrow s_j = \frac{\sum_{i=1}^n (\sum_{k=1}^3 b_{ik} r_{kj}) a_{ij}}{\sum_{i=1}^n (\sum_{k=1}^3 b_{ik} r_{kj})^2} , \quad j \in \{1, 2, 3\} . \quad (16)$$

Optimális eltolás meghatározása

A 3 eltolási paraméter vektora $T \in \mathbf{R}^{3 \times 1}$ súlyponti koordináták felhasználásával számíthatók

$$T = a_0 - b_0 RS . \quad (17)$$

A megoldás részletes levezetése és bizonyítása megtalálható Awange et al. (2008) tanulmányában.

A Prokrusztész módszer alkalmazásán alapuló dátum transzformációs algoritmus megoldása végezetül az alábbiak szerint foglalható össze:

- 1) Input adatok a mindkét rendszerben adott n darab közös pont \mathbf{a}_i és \mathbf{b}_i koordinátái, $i = 1 \dots n$.
- 2) A súlypontra vonatkozó $\Delta \mathbf{a}_i, \Delta \mathbf{b}_i$ koordináták számítása

$$\Delta \mathbf{a}_i = \mathbf{a}_i - \mathbf{a}_0, \Delta \mathbf{b}_i = \mathbf{b}_i - \mathbf{b}_0, \quad (18)$$

ahol \mathbf{a}_0 és \mathbf{b}_0 a (6) egyenlet szerint számítandók.

- 3) A $\mathbf{B}^T \mathbf{A}$ mátrix szorzat felbontása SVD módszerrel a (10) egyenlet alapján. Az \mathbf{R} forgatási mátrix számítása a (11) egyenlet és a forgásszögek meghatározása a (19) egyenlet alkalmazásával.
- 4) Ezután az \mathbf{S} méretarány paraméterek számítása következik a (16) egyenlet szerint.
- 5) Végül a \mathbf{T} eltolások vektorát számítjuk a (17) egyenlet alkalmazásával.

A forgásszögek az \mathbf{R} forgatási mátrix elemeiből számíthatók

$$\mathbf{R} = \begin{bmatrix} r_{11} & r_{12} & r_{13} \\ r_{21} & r_{22} & r_{23} \\ r_{31} & r_{32} & r_{33} \end{bmatrix}, \alpha_X = \arctan \left(\frac{r_{23}}{r_{33}} \right), \beta_Y = \arcsin(-r_{13}), \gamma_Z = \arctan \left(\frac{r_{12}}{r_{11}} \right), \quad (19)$$

ahol α, β és γ az X, Y és Z tengelyek körüli forgásszögeket jelölik.

A célrendszerben adott és a transzformált koordináták különbségeként számítjuk az e_x, e_y, e_z maradék ellentmondások három összetevőjét, továbbá ezek felhasználásával, a térbeli Pitagorasz-tétellel az e maradék ellentmondás vektort, amely a transzformált pont és az eredeti ponthely térbeli távolsága.

A két rendszer illeszkedésének jellemzésére kiszámítjuk az m_0 súlyegység középhibáját az

$$m_0 = \sqrt{\frac{\sum(e_x^2 + e_y^2 + e_z^2)}{3n-7}} \quad (20)$$

összefüggés alapján, ahol n a mindkét rendszerben adott közös pontok számát jelöli.

J nyelvű programokat készítettünk és megismételtük Grafarend és Awange (2003) továbbá Wang et al. (2014) számításait, a térbeli Helmert és a térbeli affin transzformációval. A számítások részletes eredményeit az 1. és 2. melléklet tartalmazza, ezért összehasonlíthatók a Papp (2013, 2015 és 2017) azonos példáinak különböző módszerekből származó eredményeivel is.

Ezekből következtethető, hogy az egyes megoldások 7-paraméteres hasonlósági transzformációi esetében gyakorlatilag csak a számbábrázolásból, a számítási lépések számából adódó kis eltéréseket mutatnak, de *matematikailag az egyes megoldások elegánsabbnak tekinthetők*, nagyobb adathalmaz esetén *gyorsabbak* vagy *pontosabbak*. Az affin transzformációkkal való összehasonlítások, pedig alkalmasak szabályos jellegű eltérések kimutatására is.

4 Összefoglalás

A Prokrusztész módszerrel végzett 7 illetve 9 paraméteres transzformációk eredményei igazolják az algoritmus hatékonyságát. Különösen vonzó tulajdonsága az eljárásnak, összehasonlítva a hagyományos legkisebb négyzetek módszere szerinti transzformációkkal, hogy *sem a kezdeti értékek ismeretére, sem iterációra nincs szükség*. A felhasználónak csupán egyetlen feltételt kell biztosítania, mégpedig mindkét alakzatban adott koordinátákat mátrixformába kell alakítania.

A dolgozat Prokrusztész módszer szerinti transzformációkat alkalmaz a térbeli forgatási mátrix a méretarány paraméterek és az eltolások vektorának meghatározásához. Ismerteti a Prokrusztész módszer szerinti megoldását a 7 és 9 paraméteres geodéziai dátumtranszformációnak.

A 9 paraméteres transzformáció felhasználható:

- a paraméterek gyorsabb és hatékonyabb meghatározásához, a két alakzat, mátrix formában adott koordináták felhasználásával,
- más transzformációs módszerrel meghatározott transzformációs paraméterek gyors ellenőrzésére,
- méretarány paraméterek meghatározásához, amelyek hasznosak lehetnek a torzulások javítására.

Zárt képlet felhasználásával számítottuk az elforgatást, az eltolást és a méretarányt, azaz 7 illetve 9 ismeretlen transzformációs paraméter értékét határoztuk meg. Bemutattuk a feladat megoldásához felhasznált módszert, és egyenleteket. Az eljárás hatékonyságát és alkalmazhatóságát 7 közös pont esetében helyi és WGS84 koordináta rendszerek közötti, továbbá 18 közös pont esetén szomszédos LiDAR álláspontok közötti transzformáción teszteltük. A számítások azt mutatják, hogy a Prokrusztész módszer gyors és megbízható eredményt ad. Ennek az algoritmusnak a legnagyobb előnye, hogy *tetszőleges nagyságú szögelfordulások esetében is alkalmazható* a transzformációs paraméterek számításához. A bemutatott megoldás eredményeként SVD eljárással számítjuk az R forgatási mátrixot.

Befejezésként megállapíthatjuk, hogy a Prokrusztész módszer felhasználásán alapuló algoritmus alkalmas a térbeli transzformáció paramétereinek számításához. A bemutatott megoldás egy matematikában ismert, azonban a magyar geodéziai oktatásban és gyakorlatban kevésbé ismert és alkalmazott módszer a térbeli Helmert és a térbeli affin transzformáció végrehajtására.

Hivatkozások

- Ádám J (1982): On the determination of similarity coordinate transformation parameters. *Bollettino di Geodesia e Scienze Affini* 41, 283-290.
- Awange JL, Grafarend EW (2005): Solving Algebraic Computational Problems in Geodesy and Geoinformatics, The answer to modern Challenges. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Awange JL, Grafarend EW (2012): Application of Linear and Nonlinear Models Fixed Effects, Random Effects, and Total Least Squares. Springer. Heidelberg, New York, Dordrecht, London.
- Awange JL, Grafarend EW, Paláncz B, Zaletnyik P (2010): Algebraic Geodesy and Geoinformatics. Springer. Heidelberg, Dordrecht, London, Second Edition.
- Awange JL, K-H Bae, Claessens SJ (2008): Procrustean solution of 9-parameter transformation problem. *Earth Planets and Space*, 60, 529-537.
- Burša M (1962): The theory for the determination of the non-parallelism of the minor axes of the reference ellipsoid and the inertial polar axis of the Earth, and the planes of the initial astronomic and geodetic meridians from the observation of artificial Earth satellites. *Stud. Geophys. Geod.* 6, 209-214.
- Fitzpatrick JM, West JB (2001): The distribution of target registration error in rigid-body point-based registration. *IEEE Trans. Med. Imaging*. 20(9), 917-927.
- Grafarend EW, Awange LJ (2000): Determination of the vertical deflection by GPS/LPS measurements. *Zeitschrift für Vermessungswesen*, 125, 279-288.
- Grafarend EW, Awange LJ (2003): Nonlinear analysis of the three-dimensional datum transformation [conformal group C7(3)]. *J. Geod.* 77(1), 66-76.
- Grafarend EW, Schaffrin B (1993): Ausgleichsrechnung in linearen Modellen. BI-Wissenschaftsverlag, Mannheim.
- Hamilton WR (1844): On quaternions, or on a new system of imaginaries algebra. *Phil. Mag.* 25(3), 489-495.
- Hamilton WR (1853): Lectures on quaternions: containing a systematic statement of a New mathematical method. Hodges and Smith, Dublin.
- Horn BKP (1987): Closed-form solution of absolute orientation using unit quaternions. *J. Opt. Soc. Am. A*, 4(4), 629-642.
- Papp E (2013): Geodéziai dátumtranszformáció kvaternióval. *Geomatikai Közlemények* 16, 17-28.
- Papp E (2015): Kvaternió alapú geodéziai dátumtranszformáció iterációval. *Geomatikai Közlemények* 18(2), 23-33.
- Papp E (2017): Geodéziai dátumtranszformáció kettős kvaternióval. *Geomatikai Közlemények* 10, 99-109.
- Papp E, Szűcs L (2005): Földi és műholdas hálózatok transzformációja. *Geomatikai Közlemények* 8, 85-92.
- Prosková J (2011): Application of dual quaternions algorithms for geodetic datum transformation. *J. Appl. Math.* 4(2), 225-236.
- Prosková J (2012): Discovery of Dual Quaternions for Geodesy. *J. Geometry Graphics* 16(2), 195-209.
- Shen YZ, Chen Y, Zheng DH (2006): A quaternion-based geodetic datum transformation algorithm. *J. Geod.* 80, 233-239.
- Späth H (2004): A numerical method for determining the spatial Helmert transformation in case of different scale factors. *Zeitschrift für Geodäsie, Geoinformation und Landmanagement*, 129, 255-257.
- Vaniček P, Steeves RR (1996): Transformation of coordinates between two horizontal geodetic datums. *J. Geod.*, 70, 740-745.
- Walker MV, Shao L, Volz RA (1991): Estimating 3-D location parameters using dual number quaternions. *CVGIP: Image Understanding* 54(3), 358-367.
- Wang YB, Wang YJ, Wu K, Yang HC, Zhang H (2014): A dual quaternion-based, closed-form pairwise registration algorithm for point clouds. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 94, 63-69.
- Wattson GA (2006): Computing Helmert transformations. *J. Comp. Appl. Math.* 197, 387-394.
- Wolf H (1963): Geometric connection and re-orientation of three-dimensional triangulation nets. *Bull. Géodésique*, 68, 165-169.
- Yang Y (1999): Robust estimation of geodetic datum transformation. *J. Geod.*, 73, 268-274.
- Zeng H, Yi Q (2011): Quaternion-Based Iterative Solution of Three-Dimensional Coordinate Transformation Problem. *J. Computers*, 6(7), 1361-1368.

1. Melléklet. Grafarend 7 pontos példa

Térbeli Helmert transzformáció

Térbeli HELMERT transzformáció						
Közös pontok						
PSZ	Forrás rendszer [x y z] -> TRANSZFORMÁCIÓ ->			Cél rendszer [X Y Z]		
=====						
KOORDINÁTA JEGYZÉK						
Solitude	4157222.543	664789.307	4774952.099	4157870.237	664818.678	4775416.524
Bouch Zeil	4149043.336	688836.443	4778632.188	4149691.049	688865.785	4779096.588
Hohenneuffen	4172803.511	690340.078	4758129.701	4173451.354	690369.375	4758594.075
Kuehlenberg	4177148.376	642997.635	4760764.800	4177796.064	643026.700	4761228.899
Ex Mergelaec	4137012.190	671808.029	4791128.215	4137659.549	671837.337	4791592.531
Ex Hof Asperg	4146292.729	666952.887	4783859.856	4146940.228	666982.151	4784324.099
Ex Kaisersbach	4138759.902	702670.738	4785552.196	4139407.506	702700.227	4786016.645
n = 7 közös pont						
=====						
Transzformációs paraméterek						
Eltolás		Elforgatás		Méterarány		
641.88042527763173	0	0	0.998497670869	1.0000055825198517		
68.65534545318224	0	0	0.893695764645			
416.39818478282541	0	0	0.993087729763			
=====						
MARADÉK ELLENTMONDÁSOK [mm]						
PSZ	ex	ey	ez	e		
Solitude	94	135	140	216		
Bouch Zeil	59	50	14	78		
Hohenneuffen	40	88	8	97		
Kuehlenberg	20	22	87	92		
Ex Mergelaec	92	14	5	93		
Ex Hof Asperg	12	7	55	56		
Ex Kaisersbach	29	4	2	30		
=====						
Súlyegység középhibája: m0 = 0.077233660860197742						
=====						
Forgatási mátrix						
0.9999999997902367		4.814625179247467e_6		4.3327593344799631e_6		
4.814646154122082e_6		0.9999999997669264		4.8408533138699639e_6		
4.3327360269018733e_6		4.8408741746969186e_6		0.9999999997889688		

Térbeli affin transzformáció

Térbeli AFFIN transzformáció						
Közös pontok						
PSZ	Forrás rendszer [x y z] -> TRANSZFORMÁCIÓ ->			Cél rendszer [X Y Z]		
=====						
KOORDINÁTA JEGYZÉK						
Solitude	4157222.543	664789.307	4774952.099	4157870.237	664818.678	4775416.524
Bouch Zeil	4149043.336	688836.443	4778632.188	4149691.049	688865.785	4779096.588
Hohenneuffen	4172803.511	690340.078	4758129.701	4173451.354	690369.375	4758594.075
Kuehlenberg	4177148.376	642997.635	4760764.800	4177796.064	643026.700	4761228.899
Ex Mergelaec	4137012.190	671808.029	4791128.215	4137659.549	671837.337	4791592.531
Ex Hof Asperg	4146292.729	666952.887	4783859.856	4146940.228	666982.151	4784324.099
Ex Kaisersbach	4138759.902	702670.738	4785552.196	4139407.506	702700.227	4786016.645
n = 7 közös pont						
=====						
Transzformációs paraméterek						
Eltolás		Elforgatás		Méterarány		
636.83089131209999		0	0	0.998501973741	1.00000679809667	
69.41638369916473		0	0	0.893690957123	1.00000445579341	
411.99061605334282		0	0	0.993092056133	1.00000650534539	
=====						
MARADÉK ELLENTMONDÁSOK [mm]						
PSZ	ex	ey	ez	e		
Solitude	90	123	141	208		
Bouch Zeil	65	35	11	74		
Hohenneuffen	63	71	9	95		
Kuehlenberg	8	59	73	94		
Ex Mergelaec	71	10	19	74		
Ex Hof Asperg	2	3	62	62		
Ex Kaisersbach	11	35	7	37		
=====						
Súlyegység középhibája: m0 = 0.074376617810068851						
=====						
Forgatási mátrix						
0.9999999997902345_4.8146461540804486e_6 4.3327360269573845e_6						
4.8146251797470674e_6 0.9999999997669298 4.8408741747801853e_6						
_4.3327593343689408e_6_4.8408533140503751e_6 0.9999999997889655						

Térbeli affin transzformáció

Térbeli AFFIN transzformáció						
Közös pontok						
PSZ	Forrás rendszer [x y z] -> TRANSZFORMÁCIÓ -> Cél rendszer [X Y Z]					
=====						
KOORDINÁTA JEGYZÉK						
1	49.007	54.453	0.978	91.406	53.344	8.320
2	47.365	54.435	6.242	91.297	53.222	0.916
3	36.514	13.733	3.642	60.158	24.280	8.948
4	34.881	13.859	3.608	60.135	24.278	1.521
5	53.378	25.872	4.187	56.298	19.186	5.700
6	7.324	32.695	1.389	13.269	2.677	1.444
7	9.587	19.650	2.449	4.666	17.245	1.605
8	36.532	0.319	21.980	49.939	14.297	27.119
9	39.932	1.307	19.965	52.769	11.523	25.906
10	67.051	8.834	15.017	72.929	8.630	27.146
11	54.124	40.688	13.216	46.500	30.291	23.078
12	51.943	30.962	3.965	52.581	22.934	5.676
13	57.712	23.376	8.397	58.972	17.511	18.862
14	59.650	32.625	12.037	55.429	26.155	23.077
15	59.512	32.705	12.071	55.313	26.131	23.039
16	41.466	18.246	21.085	63.467	27.962	26.981
17	39.133	10.234	20.247	57.673	22.069	25.782
18	29.781	0.026	8.062	49.687	14.083	3.666
n = 18 közös pont						
=====						
Transzformációs paraméterek						
Eltolás			Elforgatás		Mérétarány	
	22.97513747242616	1	4	24.108293688486	1.00008914467597	
	29.39934166697437	12	31	8.101455401600	1.00051796147999	
	2.26959826255295	29	24	36.053349984591	1.00066252916192	
=====						
MARADÉK ELLENTMONDÁSOK [mm]						
PSZ	ex	ey	ez	e		
1	3	13	1	14		
2	4	21	5	21		
3	10	7	8	14		
4	8	2	2	9		
5	32	24	8	41		
6	15	33	5	37		
7	2	31	7	32		
8	1	2	9	9		
9	64	39	10	76		
10	6	33	43	55		
11	11	22	45	51		
12	29	14	15	35		
13	18	63	16	67		
14	19	57	55	81		
15	66	34	12	75		
16	11	2	3	12		
17	9	55	25	61		
18	52	20	18	58		
=====						
Súlyegység középhibája: m0 = 0.029774770235139549						
=====						
Forgatási mátrix						
	0.85041648237653145	0.47938092098416479	0.21676194107522512			
	0.49450709449998775	0.868981190762254	0.018287252133517756			
	0.17959548989745139	0.12274209831100619	0.9760531938940139			

CSÚCSKERESÉS HÁROMSZÖGBÁZISÚ (TIN) DIGITÁLIS FELÜLETMODELLBEN

Kalmár János, Benedek Judit**



Peak searching in a triangular irregular network (TIN) – Triangle-based surface model allows interpolation to the original measurement points in case they are not on the raster, but the measured base points are randomly (irregularly) distributed. If in the modelling only the elevation of base points are taken into account, then the interpolation surface can be generated by triangular element interpolation exclusively. It is a well-known fact that local extrema for the surface generated by triangular faces are located at the vertices of triangular faces. In order to improve the position of the local extrema a smooth surface have to be generated with a surface-fitting technique, using biquadratic interpolation. The smooth fitting of biquadratic local surfaces along the edges is realised using an adequate estimation for the partial derivatives at the base points.

Keywords: TIN, biquadratic interpolation

A háromszögbázisú felületmodellek teszik lehetővé az eredeti mérési pontokra illeszkedő interpolációt, ha az alappontok nem rácster mentén helyezkednek el a síkon, hanem szabálytalanul, véletlenszerűen. Ha csak az alappontokban ismert magasságot vesszük figyelembe, akkor kizárólag a háromszögenkénti síkillesztés jöhet szóba, mint folytonos véges elem interpoláció. Lokális szélsőérték (minimum vagy maximum) pontok keresésekor a síkillesztés csak az alappontokban található extrémumot, a lefedő háromszögeken belül nem. Ezen javítandó olyan háromszögenként bikvadratikus véges elem felületinterpolációt dolgoztunk ki, mely nemcsak az alappontokra illeszkedik, hanem bizonyos parciális deriváltakra is, és folytonos a határoló éleken. A megvalósításhoz kétféle becslést használtunk a parciális deriváltak kiszámításához.

Kulcsszavak: háromszögbázisú digitális felületmodell, bikvadratikus interpoláció

1 Bevezetés

Szabálytalan alappont-hálózat esetén háromszögbázisú (TIN) modelleket (Kalmár 1986) használunk felület-interpolációra, ami alapja pl. a felszín-ábrázolásnak (Bartels et al. 1987), a terület, illetve térfogatszámításoknak (Kalmár et al. 1995), a lejtési irány meghatározásának (Kalmár és Benedek 2017). Az alappontok számának ésszerű csökkentésével (Kalmár 2005) kisebb tár és időigényű – de kevésbé pontos – TIN modellek is levezethetők (Benedek et al. 2018), illetve az egyszerűbb kezelhetőség érdekében rácsbázisú modellre is áttérhetünk (Nagy et al. 1999).

A legegyszerűbb TIN bázisú véges-elem approximáció a síkillesztés ($z = a_0 + a_1x + a_2y$), ahol a három csúcspontban csak a magassági illeszkedést írjuk elő a paraméterek (a_0, a_1, a_2) meghatározásához. A másodfokú (bikvadratikus) polinomnak hat (1. egyenlet), a harmadfokú (bikubikus) polinomnak pedig tíz (Kalmár 1994) paramétere van. Magasabb fokú polinom becslésekhez viszont legalább annyi feltételi egyenletet kell felírni, ahány paraméter van, ezért a magassági illeszkedésen túl további feltételekre van szükség (Ahlberg et al. 1967). Továbbá természetes igény, hogy a háromszögeken definiált becslő függvények folytonosan kapcsolódjanak egymáshoz, aminek szükséges feltétele a paraméterek és a független illeszkedési egyenletek számának egyezése.

Ha TIN modellünkben lokális szélsőértéket (minimum vagy maximum) keresünk, akkor a síkillesztés csak az alappontokban található extrémumot, a lefedő háromszögek belsejében nem. Ezen javítandó olyan háromszögenként bikvadratikus véges elem felületinterpolációt dolgoztunk ki, mely illeszkedik az alappontokra, és folytonos az élek mentén. A megvalósításhoz kétféle becslést használtunk a parciális deriváltak kiszámításához.

2 Bikvadratikus interpoláció

Illesszünk háromszögenként egy

$$p(x, y) = a_0 + a_1x + a_2y + a_3xy + a_4x^2 + a_5y^2 \quad (1)$$

alakú másodfokú polinomot a felületre. A $p(x, y)$ becslő polinom meghatározásához háromszögenként csak három magassági illeszkedési feltételt tudunk felírni:

$$z_i = a_0 + a_1x_i + a_2y_i + a_3x_iy_i + a_4x_i^2 + a_5y_i^2, \quad i = 1, 2, 3. \quad (2)$$

Ha a háromszög csúcspontjaiban a felület normálvektora vagy gradiense ismert, tehát pl. a $\frac{\partial p(x_i, y_i)}{\partial x} = p_x(x_i, y_i)$ és $\frac{\partial p(x_i, y_i)}{\partial y} = p_y(x_i, y_i)$, $i = 1, 2, 3$ parciális deriváltak ismertek, akkor pontonként további két illeszkedési egyenletet írhatunk fel:

$$\begin{aligned} p_x(x_i, y_i) &= a_1 + a_3y_i + 2a_4x_i & i = 1, 2, 3, \\ p_y(x_i, y_i) &= a_2 + a_3x_i + 2a_5y_i & i = 1, 2, 3. \end{aligned} \quad (3)$$

A (3) képletek 6 egyenlete most 5 paramétert tartalmaz, ezért a felületelemek illeszkedése nem biztosított. Ha figyelembe vesszük a (2) feltétel is, akkor 9 egyenletet kapunk, melyhez 6 paraméter tartozik, ami nem biztosítja a felületelemek pontos illeszkedését. Ha bikubikus (harmadfokú) interpolációt alkalmazunk, az előbbiekhöz hasonlóan 9 illeszkedési egyenletünk lesz 10 paraméterrel, ami nem vezet egyértelmű megoldáshoz. Annak érdekében, hogy határozott egyenletrendszerhez jussunk, feltételi egyenleteket írunk fel a $d_{i,j}$ iránymenti deriváltakra vonatkozólag. Jelölje $t_{i,j} = \sqrt{(x_j - x_i)^2 + (y_j - y_i)^2}$ az i és j pontok távolságát, akkor:

$$d_{i,j} = p_x(x_i, y_i) \cos \alpha + p_y(x_i, y_i) \sin \alpha, \quad (4)$$

ahol

$$\sin \alpha = (y_j - y_i)/t_{i,j}, \quad \cos \alpha = (x_j - x_i)/t_{i,j}. \quad (5)$$

Minden háromszög élnek csak az egyik végpontjában írjuk fel az irány menti derivált illeszkedését:

$$d_{i,j} = a_1 \cos \alpha + a_2 \sin \alpha + a_3(y_i \cos \alpha + x_i \sin \alpha) + 2a_4x_i \cos \alpha + 2a_5y_i \sin \alpha, \quad (6)$$

ahol $d_{i,j}$ értékét a 3. fejezetben ismertetett valamelyik becslési eljárással adjuk meg. A (2) és (6) feltételek 6 egyenletből álló 6 ismeretlent tartalmazó egyenletrendszerhez vezetnek, ezért egyértelműen meghatározottak az (1) egyenlettel megadott felület paraméterei, amennyiben a feltételi egyenletek függetlenek. Ez belátható az egyenletrendszer mátrixának vizsgálatával, melynek többoldalas levezetésétől most eltekintünk, továbbá igazolható, hogy a rendszer determinánsa csak akkor lesz nulla, ha a háromszög három csúcspontja egy egyenesre illeszkedik, vagyis a $\mathbf{v}_i(x_i, y_i, 1)$, $i = 1, 2, 3$ vektorok nem függetlenek. Ha a háromszög egy élére szűkítjük az (1) becslést, akkor ott egy 3 paraméteres egyváltozós másodfokú polinomot kapunk, mely (2) miatt illeszkedik az él végpontjaira, illetve (4) miatt az egyik végpontban az iránymenti derivált az él meredekségét írja elő – a feltételek és a paraméterek száma megegyezik, ezért a másodfokú polinom egyértelműen meghatározott. Szomszédos háromszögek közös élén ugyanazon egyváltozós polinom-szűkítéshez jutunk, ha biztosított, hogy az iránymenti meredekséget mindkét háromszög ugyanazon csúcspontjában írtuk elő. Ez elérhető pl. úgy, hogy mindig a kisebb azonosítójú ponttól a nagyobb azonosítójú pont felé mutató irányt ($i < j$) vesszük figyelembe. A fentiek miatt az él-szomszéd háromszögek felületbecslésének másodfokú határgörbéje a közös élen egybeesik, ezért a (2) és a (6) feltételeken alapuló véges elem interpoláció a háromszöghálóban mindenütt folytonos lesz.

3 A gradiensvektor becslése az alappontokban

Ha mérési pontonként csak a magasságok ismertek, de a magasabb rendű felületinterpolációhoz szükség van az alappontokban a felület gradiensének ismeretére, akkor az alábbiakban ismertetett módon járhatunk el.

Ha háromszögenként az alappontokra síkot illesztünk, vagyis egy $z(x, y) = a_0 + a_1x + a_2y$ bilineáris függvényt, akkor a háromszöghöz tartozó gradiens vektor komponensei $\nabla z(x, y) = (a_1, a_2)$. Nekünk viszont nem egy háromszöghöz, hanem egy $P_0(x_0, y_0)$ alapponthoz rendelt (becsült) gradiensre van szükségünk, és erre a pontra a háromszögháló több háromszöge is illeszkedik - jelölje számukat m , és teljesüljön $m \geq 3$. A legegyszerűbb becslés az alappontra illeszkedő háromszögek gradiensvektorai átlagának választása:

$$p_{x0} = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m a_{1j}, \quad p_{y0} = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m a_{2j}. \quad (7)$$

A továbbiakban megadunk egy másik becslési eljárást a $P_0(x_0, y_0)$ alapponthoz tartozó gradiensre vonatkozólag. Ehhez feltételezzük, hogy az (a_{1j}, a_{2j}) gradiens csak a j -dik háromszög (x_{sj}, y_{sj}) súlypontjában érvényes. Becsüljük bilineáris regresszióval a gradiens komponenseit P_0 -ban:

$$p_x(x_0, y_0) = a_x + b_x x_0 + c_x y_0, \quad p_y(x_0, y_0) = a_y + b_y x_0 + c_y y_0. \quad (8)$$

Az (x_{sj}, y_{sj}) súlypontokra vonatkozó illeszkedési feltételekkel határozhatjuk meg a (8) egyenlettel megadott (p_x, p_y) gradiens bilineáris becslésének (a_x, b_x, c_x) illetve (a_y, b_y, c_y) paramétereit:

$$a_{1j} = a_x + b_x x_{sj} + c_x y_{sj}, \quad a_{2j} = a_y + b_y x_{sj} + c_y y_{sj}, \quad j = 1, \dots, m \quad (9)$$

A (9) szétválasztható egyenletrendszer (8) megoldása az (a_{1j}, a_{2j}) gradiensnek lineáris kombinációja lesz, mert a két lineáris egyenletrendszer alaplátixa megegyezik, mindkét mátrix j -dik sora $(1, x_{sj}, y_{sj})$ alakú. Vegyük észre, hogy az előző becslés, (7. egyenlet) is az (a_{1j}, a_{2j}) gradiensnek lineáris kombinációja volt.

4 Lokális szélsőérték keresés bikvadratikus interpoláció alapján

(2) és (6) feltételek alapján illesszünk (1) egyenlettel megadott bikvadratikus becslést a TIN modell minden háromszögére. Láttuk, hogy a becslés folytonossága a háromszög élek mentén biztosított, és az (1) egyenlettel megadott másodfokú felületnek nemcsak a háromszög csúspontjaiban lehet lokális szélsőértéke (1. ábra). A továbbiakban meghatározzuk ezen lokális szélsőérték helyét. Az (1) becslő függvény első rendű parciális deriváltjainak (x_0, y_0) gyöke (8) képletek alapján számítható, ami a szélsőérték hely meghatározásának szükséges feltétele:

$$x_0 = \frac{a_2 a_3 - 2a_1 a_5}{4a_4 a_5 - a_3^2}, \quad y_0 = \frac{a_1 a_3 - 2a_2 a_4}{4a_4 a_5 - a_3^2}. \quad (10)$$

A szélsőérték létezésének elégséges feltétele, hogy a $p_{xx}(x_0, y_0)p_{yy}(x_0, y_0) - p_{xy}(x_0, y_0)^2 > 0$ feltétel teljesüljön, ami ebben az esetben a:

$$4a_4 a_5 - a_3^2 > 0 \quad (11)$$

feltételhez vezet, ebből adódik, hogy a (10) képletek nevezője nem lehet 0. Mivel $p(x, y)$ becslő függvény lokálisan csak a háromszögon értelmezett, ezért nem csak azt kell ellenőrizni (11) alapján, van-e szélsőérték az (x_0, y_0) pontban, hanem azt is, hogy az (x_0, y_0) pont belső pontja-e a háromszögnek. Ha igen, akkor az a_4 paraméter előjelének vizsgálatával eldönthető, hogy $p(x, y)$ becslő függvénynek lokális minimuma vagy maximuma van-e az (x_0, y_0) pontban. Ha $a_4 < 0$, akkor (x_0, y_0) lokális maximum pont, ellenkezőleg lokális minimum pont. A felület globális szélsőérték pontját ezután a véges sok lokális szélsőérték nagyságának összehasonlításával kapjuk. Ha a $p(x, y)$ felület-becslésnek (x_0, y_0) -ban nincs szélsőértéke, vagy (x_0, y_0) nem belső pontja a háromszögnek, akkor még lehet lokális szélsőérték a véges értelmezési tartomány (a

háromszög) határán. A háromszöget három egyenes szakasz határolja, melyeken az (1) kvadratikus becslés parabola ívekre esik szét. Tegyük fel, hogy $P_1 = (x_1, y_1, z_1)$ és $P_2 = (x_2, y_2, z_2)$ pontok egy olyan háromszög oldalélét feszítik ki, ahol a felszín becslését az (1) képletű $p(x, y)$ bikvadratikus polinom szolgáltatja, melyre a (2) feltételek miatt természetesen teljesül $p(x_1, y_1) = z_1$, és $p(x_2, y_2) = z_2$. Legyen $\Delta x = x_2 - x_1$, $\Delta y = y_2 - y_1$ és $\Delta z = z_2 - z_1$, akkor a P_1P_2 egyenes egy paraméteres előállítását az

$$x(t) = x_1 + (\Delta x)t, \quad y(t) = y_1 + (\Delta y)t \quad \text{és} \quad z(t) = z_1 + (\Delta z)t \quad (12)$$

képletek szolgáltatják, ahol $x(0) = x_1$, $x(1) = x_2$, $y(0) = y_1$, $y(1) = y_2$ teljesül. A felszínt becslésére előállított $p(x, y)$ polinomnak a háromszög P_1P_2 oldalára korlátozott alakja:

$$p(t) = p(x(t), y(t)) = z_1 + (a_1\Delta x + a_2\Delta y + a_3(x_1\Delta y + y_1\Delta x) + 2a_4x_1\Delta x + 2a_5y_1\Delta y)t + \\ + (a_3\Delta x\Delta y + a_4(\Delta x)^2 + a_5(\Delta y)^2)t^2.$$

$p(0) = z_1$ és $p(1) = z_2$ feltételek alapján, illetve némi átalakítás után kapjuk:

$$p(t) = z_1 + (\Delta z)t + (a_3\Delta x\Delta y + a_4(\Delta x)^2 + a_5(\Delta y)^2)(t^2 - t), \text{ ami (12) alapján átírható:}$$

$$p(t) = z(t) + (a_3\Delta x\Delta y + a_4(\Delta x)^2 + a_5(\Delta y)^2)(t - 1)t \quad (13)$$

alakba. Ez alapján közvetlenül leolvasható a $p(t)$ becslésnek a $z(t)$ egyenestől való eltérése:

$$p(t) - z(t) = (a_3\Delta x\Delta y + a_4(\Delta x)^2 + a_5(\Delta y)^2)(t - 1)t. \quad (14)$$

A szakasz végpontjaiban (ahol $t = 0$ illetve $t = 1$) a (14) eltérés természetesen 0. (13) alapján:

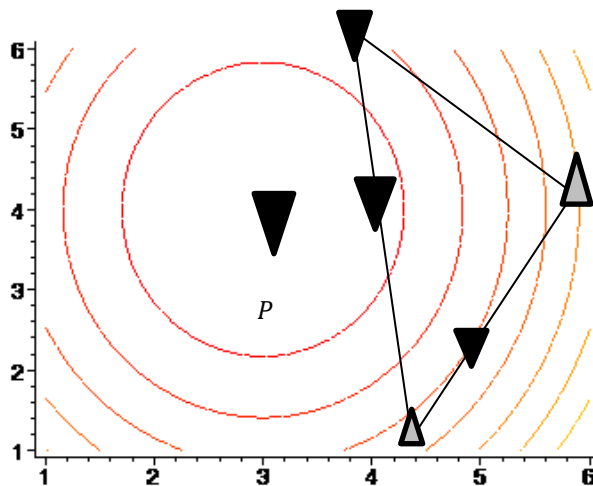
$$p'(t) = \Delta z + (a_3\Delta x\Delta y + a_4(\Delta x)^2 + a_5(\Delta y)^2)(2t - 1).$$

A $p(t)$ függvény szélsőértékét deriváltjának t_0 gyökében találjuk:

$$t_0 = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{\Delta z}{a_3\Delta x\Delta y + a_4(\Delta x)^2 + a_5(\Delta y)^2} \right). \quad (15)$$

Minket csak a P_1P_2 szakaszra eső szélsőértékek érdekelnek, ezért, ha a $0 \leq t_0 \leq 1$ feltétel teljesül, akkor a szélsőérték helye és értéke a $P(x(t_0), y(t_0), p(t_0))$ pontban lesz:

$$x_0 = x_1 + (\Delta x)t_0, \quad y_0 = y_1 + (\Delta y)t_0, \quad z_0 = z_1 - t_0^2(a_3\Delta x\Delta y + a_4(\Delta x)^2 + a_5(\Delta y)^2)$$



1. ábra. Egy sajátos bikvadratikus felület (forgási paraboloid) globális és lokális szélsőérték pontjai (fekete – min, szürke – max). A forgási paraboloid P csúcspontja a felület globális minimum pontja

Az 1. ábrán egy forgási paraboloid szintvonalrajza, illetve egy rá illesztett háromszögön található extrémális pontok vannak feltüntetve.

5 Egy kvadratikus spline interpoláció levezetése

Láttuk, hogy az (1) bikvadratikus becslésnek egy szakaszra vonatkozó (13) megszorítása tulajdonképpen az alábbi $g(t)$ függvény, amit a szakasz $P_i(t_i, m_i)$ végpontjaival ($i = 1, 2$) és az egyik végpontban a derivált (meredekség) $Q_i(t_i, d_i)$ értékével adunk meg:

$$g(t) = a + bt + ct^2. \quad (16)$$

Tehát a (16) másodfokú becslő polinom három paraméterének egyértelmű meghatározásához az alábbi négy illeszkedési feltételből az első hármat használjuk fel:

$$\begin{aligned} a + bt_1 + ct_1^2 &= m_1, & a + bt_2 + ct_2^2 &= m_2, \\ b + 2ct_1 &= d_1, & b + 2ct_2 &= d_2. \end{aligned} \quad (17)$$

Ennek alapján meghatározzuk a parabola (a, b, c) paramétereit a (17) illeszkedési egyenletekből az (m_1, m_2, d_1) feltételeket kielégítően, majd a kapott értékeket behelyettesítjük az illeszkedési feltételek utolsó egyenletébe:

$$\begin{aligned} a &= \frac{t_1^2 t_2 d_1 + t_1^2 m_2 - t_2^2 t_1 d_1 - 2t_1 t_2 m_1 + t_2^2 m_1}{(t_1 - t_2)^2}, & b &= -\frac{t_1^2 d_1 + 2t_1 m_2 - t_2^2 d_1 - 2t_1 m_1}{(t_1 - t_2)^2}, & c &= \frac{t_1 d_1 + m_2 - t_2 d_1 - m_1}{(t_1 - t_2)^2}, \\ d_2 - b - 2ct_2 &= d_1 + d_2 - 2\frac{m_2 - m_1}{t_2 - t_1}. \end{aligned} \quad (18)$$

Látható, hogy az így kapott kifejezés akkor lesz 0 (ekkor a negyedik illeszkedési egyenlet az (m_1, m_2, d_1) illeszkedési egyenletek következménye), ha a deriváltak átlaga egyenlő az ismert függvényértékekből számolt differencia-hányadossal, vagyis:

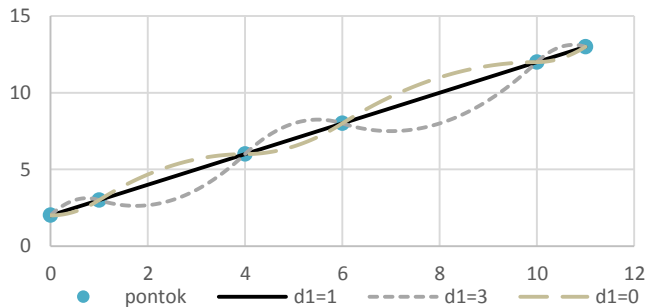
$$\frac{d_1 + d_2}{2} = \frac{m_2 - m_1}{t_2 - t_1}. \quad (19)$$

Tehát egy folytonos és folytonosan differenciálható kvadratikus spline interpolációhoz juthatunk úgy, hogy csak egy alappontban (pl. peremértékként) írjuk elő a deriváltat, a többi alappontban pedig szomszédról szomszédra ugrálva a (19)-ből származtatott alábbi képlet alapján indukcióval számítjuk a deriváltak megfelelő értékét. Ez a derivált-számítás biztosítani fogja azt, hogy szakaszonként a (17) illeszkedési egyenletek alapján felírt (16) kvadratikus becslő polinomok az alábbi együtthatókkal számított megoldásai folytonosan és egyszer folytonosan differenciálhatóan kapcsolódjanak egymáshoz a P_i alappontokban.

$$d_{i+1} = 2\frac{m_{i+1} - m_i}{t_{i+1} - t_i} - d_i, \quad (20)$$

$$\begin{aligned} a_i &= \frac{t_i^2 t_{i+1} d_i + t_i^2 m_{i+1} - t_{i+1}^2 t_i d_i - 2t_i t_{i+1} m_i + t_{i+1}^2 m_i}{(t_i - t_{i+1})^2}, & b_i &= -\frac{t_i^2 d_i + 2t_i m_{i+1} - t_{i+1}^2 d_i - 2t_i m_i}{(t_i - t_{i+1})^2}, & c_i &= \frac{t_i d_i + m_{i+1} - t_{i+1} d_i - m_i}{(t_i - t_{i+1})^2}, \\ i &= 1, \dots, n-1. \end{aligned} \quad (21)$$

A 2. ábrán ugyanazon pontsorozatra illesztett, kezdő meredekségükben eltérő spline függvények láthatók.



2. ábra. A kezdő meredekség hatása a spline-interpolációra

A (19) képlet segítségével egy másik interpolációs feladat megoldását is levezethetjük. Tegyük fel, hogy a keresett függvény $Q_i(t_i, d_i)$ deriváltjait az összes alappontban ismerjük, viszont peremfeltételként csak egy pontban ismert a $P_1(t_1, m_1)$ függvényérték. Keressük tehát a (17) feltételekből az (m_1, d_1, d_2) illeszkedési egyenletekre leszűkített (16) bázisfüggvényű folytonos és folytonosan deriválható spline interpolációt. Fejezzük ki (19) képletből d_2 helyett az m_2 paramétert, akkor az alábbi indukciós összefüggéshez jutunk:

$$m_{i+1} = m_i + (t_{i+1} - t_i) \frac{d_i + d_{i+1}}{2} . \quad (22)$$

A szakaszonként becslő polinomok paramétereit meghatározó (21) képletek továbbra is érvényben maradnak, mert (22) alapján rendelkezésre áll az összes függvényérték, és (19) teljesülése miatt a sima folytonosság is biztosított. A (22) képlet út-idő-sebesség viszonylatban egyébként úgy interpretálható, hogy az egyes útszakaszokat az elején és a végén mért sebességek átlagával teljesítjük.

6 Összefoglalás

Olyan TIN bázisú bikvadratikus véges-elem felületinterpolációt konstruáltunk, ahol a szomszédos felületelemek folytonosan illeszkednek egymáshoz, mert a magassági illeszkedési feltételek mellett a háromszög-élek mentén az iránymenti deriváltak egyezését írtuk elő. Az iránymenti deriváltat az alappontokban becsült parciális deriváltakból vezettük le, melyeket viszont a háromszögenkénti síkillesztések normálvektorainak lineáris kombinációjaként állítottuk elő.

A bikvadratikus felületinterpoláció alapján meghatároztuk a lokális szélsőérték létezésének feltételeit és konkrét pozícióit.

Folytonos és egyszer folytonosan differenciálható egyváltozós kvadratikus spline interpolációt határoztunk meg úgy, hogy a deriváltra (meredekségre) kezdőértéket csak egy pontban kell megadni, és a szakaszonkénti polinom-együtthatók egymástól függetlenül határozhatók meg.

Hivatkozások

- Ahlberg JH, Nielson EN, Walsh JL (1967): The Theory of Splines and Their Applications, in Mathematics in 1st Edition Science and Engineering, 38, pp 296.
- Bartels RH, Beatty JC, Barsky BA (1987): An Introduction to Splines for Use in Computer Graphics and Geometric Modeling, in 1st Edition The Morgan Kaufmann Series in Computer Graphics, pp 476.
- Benedek J, Papp G, Kalmár J (2018): Generalization techniques to reduce the number of volume elements for terrain effect calculations in fully analytical gravitational modelling. Journal of Geodesy, 92(4), 361-381.
- Kalmár J (1986): Digital surface model on a triangular base, Acta Geod. Geoph. et Mont. 21, 71-79.
- Kalmár J (1994) A digitális terepmodell kutatások új eredményei, kandidátusi értekezés.
- Kalmár J (2005): Digitális felületmodell nagypontosságú reprezentációja csökkentett adatpont-halmazzal. Geomatikai Közlemények, 8, 37-44.
- Kalmár J, Benedek J (2017): A vízterhelés, a vízgyűjtő és vízválasztó vonalak meghatározása az eső beszívargásának és szétfolyásának modellezésével, Dimenziók: Matematikai Közlemények, 5, 25-29.
- Kalmár J, Papp G, Szabó T (1995): DTM based surface and volume approximation with geophysical applications, Computers & Geosciences 21(2), 245-247.
- Nagy D, Franke R, Battha L, Kalmár J, Papp G, Závoti J (1999): Comparison of various gridding methods, Acta Geod. et Geoph. 34(1-2), 41-57.

A FÖLDFORGÁS ÉS A SZEIZMIKUS AKTIVITÁS EGYMÁSRA GYAKOROLT HATÁSÁNAK VIZSGÁLATA

Fodor Csilla*, **



Study of the interrelation between Earth rotation and seismicity – This paper summarizes the author's results regarding the mutual interrelation between earthquake activity and the rotation of the Earth. This paper concludes that both of these geodynamic processes affect each other. Long term changes in the Length-of-Day (i. e. tidal friction) generate changes in the geometric flattening, thus results in significantly higher seismic activity near the critical latitudes. On the other hand, great earthquakes generate mass redistributions which through the conservation of angular momentum, results in variations of Earth rotation. At the current precision these small changes could be detected in the polar motion observations. Using the formalism published by Xu et al. (2014) this paper attempts to detect this signal in the Earth rotation prediction errors.

Keywords: Earth rotation, earthquake, polar motion, length-of-day, seismic energy, tidal friction, co-seismic changes in Earth rotation, polar motion prediction errors

Jelen tanulmány célja, hogy összefoglalja a Föld forgásának és a földrengések kölcsönös kapcsolatának vizsgálata során a szerző által eddig elért eredményeket. Mivel ez a folyamat kétirányú, először megnézi, hogy a globális szeizmicitás hogyan függ az árapálysúrlódás által keltett földalak változásoktól, majd egyes földrengések földforgásra gyakorolt hatását vizsgálja. Ez utóbbi feladathoz a Xu et al. (2014) által bevezetett formalizmus felhasználásával modellezi a földforgásra gyakorolt koszeizmikus hatásokat, ezeket összeveti a szakirodalomban bemutatott modellszámítások eredményeivel, majd megkísérli ezeket kimutatni a földforgás megfigyelésekben.

Kulcsszavak: földforgás, földrengés, pólusmozgás, naphossz, szeizmikus energia, árapálysúrlódás, koszeizmikus változások a földforgásban, pólusmozgás előrejelzések hibája

1 Bevezetés

A Föld forgása folyamatos ingadozásokat mutat. A földforgás geofizikai leírása –, azaz annak megismerése, hogy egyrészt mely geodinamikai folyamatok hatására változik a Föld forgássebességének nagysága, illetve a forgástengely dőléspontjának helye a pólushoz képest, másrészt a földforgásban bekövetkező változások milyen hatással vannak a geodinamikai folyamatokra – már az előző évszázad közepén megkezdődött (Melchior 1957, Munk és MacDonald 1960). A földforgás megfigyelése több szempontból szükséges. Ilyen a vonatkoztatási rendszerek meghatározása, amely a precíz helymeghatározáshoz és navigációhoz elengedhetetlen. Másrészt a földforgás folyamatos megfigyelése hozzájárul a Földön zajló folyamatok megismeréséhez, illetve a különféle folyamatok kapcsolatának leírásához (ilyen például a mag-köpeny közti csatolási mechanizmus vagy a merev Föld és az atmoszféra, illetve óceán közti impulzusnyomaték átadás). Mai ismereteink szerint azok a főbb földi folyamatok, melyek kölcsönhatásban vannak a földforgással az atmoszféra és az óceánok szezonális áramlásai, a mag szabad nutációja (*free core nutation*), illetve az árapály (Eubanks 1993). Mára már több módszerrel végezzük a megfigyeléseket: *Very Long Baseline Interferometry* (VLBI), *Satellite/Lunar Laser Ranging* (SLR/LLR), *Global Navigation Satellite Systems* (GNSS) vagy az erre a célra telepített nagy lézergyűrűs giroszkóppal (Seitz és Schuh 2010).

A földforgás változás hatását a globális szeizmicitásra valószínűleg Denis és Varga (1990) vetette fel elsőként. A földforgás és a földrengések kapcsolatának kutatása főként az egyes földrengések koszeizmikus hatását vizsgálja, de ugyanígy kutatások tárgya a földrengés aktivitás által keltett kumulatív hatás, illetve a posztszeizmikus hatás a Föld forgására. Egy földrengés által keltett változás meghatározása a Föld forgásában és az eredmény kimutatása a megfigyelésekben jelenleg nem

*ELTE TTK GEOFIZIKAI ÉS ŰRTUDOMÁNYI TANSZÉK, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C.

E-mail: csillamilla@student.elte.hu

**FI, 9400 Sopron, Csatka u. 6-8.

E-mail: fodor.csilla@epss.hu, csilla@seismology.hu

egyértelmű, mivel még egy-egy nagy esemény által keltett tömegátrendeződés is viszonylag csekély mértékben befolyásolja a forgást a megfigyelések amplitúdójához képest (bővebben 5. fejezet).

Jelen tanulmány korábbi kutatások nyomán (Varga et al. 2004, Bizouard 2005, Gross és Chao 2006, Xu et al. 2014) igyekszik a kapcsolatot tovább vizsgálni, mind a földforgás hatását a globális szeizmikus aktivitásra, mind a nagy földrengések hatását a földforgás megfigyelésekben.

2 Felhasznált adatok

Jelen munkához több, különböző forrásból származó adatra volt szükség: földforgás megfigyelés adatsorokra, illetve előrejelzésekre, földrengés katalógusra és egydimenziós (radiális) földmodellre.

A földrengésekkel kapcsolatos vizsgálatokhoz a Nemzetközi Szeizmológiai Központ (*International Seismological Centre*) által közzétett globális műszeres megfigyeléseket tartalmazó katalógusának (*ISC GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue*) 6.0 verzióját használtam fel (Storchak et al. 2013, 2015, Di Giacomo et al. 2018). A választást az indokolta, hogy ez a katalógus egész terjedelmében (1904-től 2015 végéig) egységes elvek alapján meghatározott momentum magnitúdó (M_W) értékeket tartalmaz (Di Giacomo et al. 2015). A katalógusban szereplő nagy ($M_W \geq 7$) események földrajzi eloszlása az 1. ábrán látható. Az M_W értékek jelentősége, hogy az mind a rengés által felszabadult rugalmas energia számításához, mind a földforgásra gyakorolt koszeizmikus hatás meghatározásához szükséges bemenő paraméter. Mivel a tanulmányban a különösen nagy földrengések ($M_W \geq 8$) szerepelnek, a momentum magnitúdó használata különösen fontos, mivel a többi magnitúdó (M_L, m_b, M_S) ilyen nagy földrengések esetében már telítődik (Kanamori 1983).

A földforgás paraméter (*Earth Rotation Parameters*) adatok – tehát a pólusmozgás (*Polar Motion, PM*), és a naphossz (*Length-of-Day, LOD*) – a Nemzetközi Földforgás Szolgálat (*International Earth Rotation Service, IERS*) C04 idősorából (Bizouard et al. 2019), míg a földforgás előrejelzések a GFZ (*Deutsches GeoForschungsZentrum*) adatbázisából származnak (Dill et al. 2019).

A koszeizmikus számításokhoz szükség volt radiális földmodellre, amely a Föld belső szerkezetét modellező fizikai paramétereket tartalmaz. Erre a célra a *Preliminary Reference Earth Model (PREM)* lett felhasználva (Dziewonski és Anderson 1981).

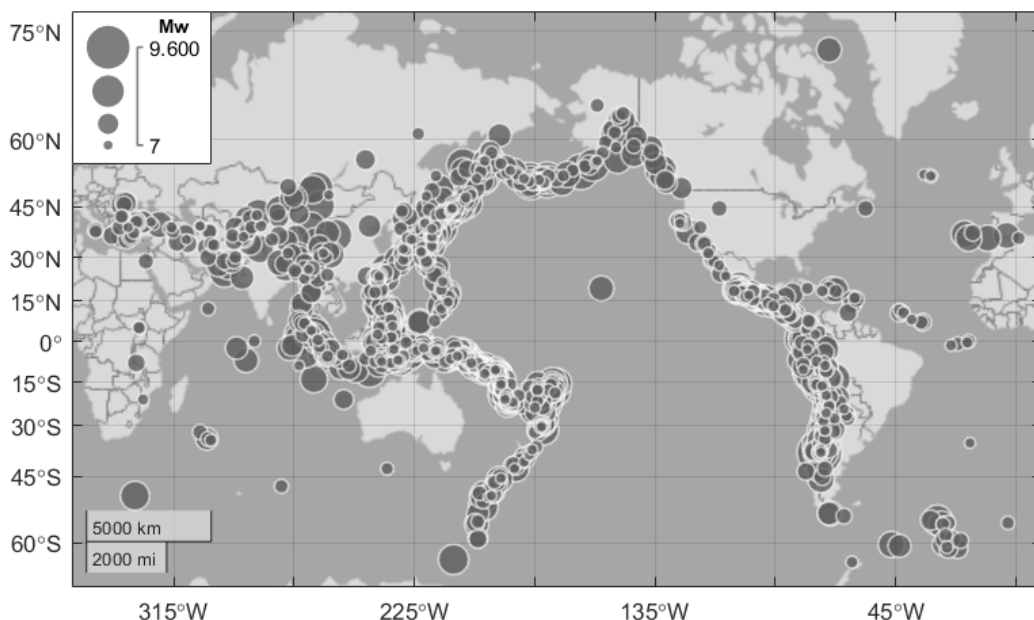
Mindezek mellett a földforgás globális szeizmicitásra való hatásának vizsgálatához szükség volt a szubdukciós zónák és a lemezhatárokon található transzform törésvonalak együttes hosszának értékeire a szélesség függvényében (15° -os tartományokban megadva). Ezek az adatok Dr. Friedhelm Krumm (Stuttgarter Egyetem) számításán alapulnak.

3 A Föld szeizmikus aktivitása a 20. században

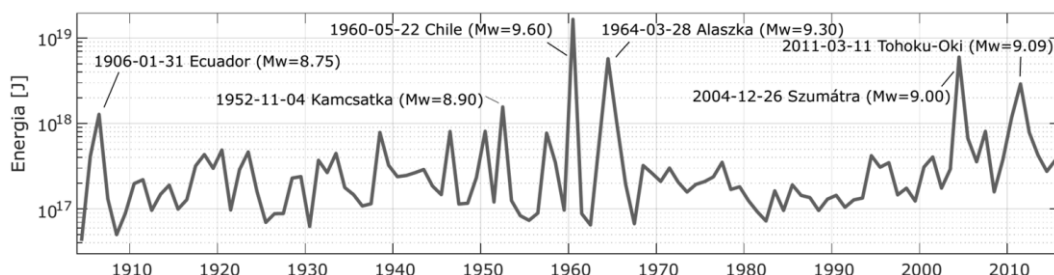
A földrengés által keltett rugalmas energiát (E_R) a Gutenberg-Richter egyenlettel számíthatjuk (Hanks és Kanamori 1979, Kanamori 2004):

$$\log E_R = 4.8 + 1.5M . \quad (1)$$

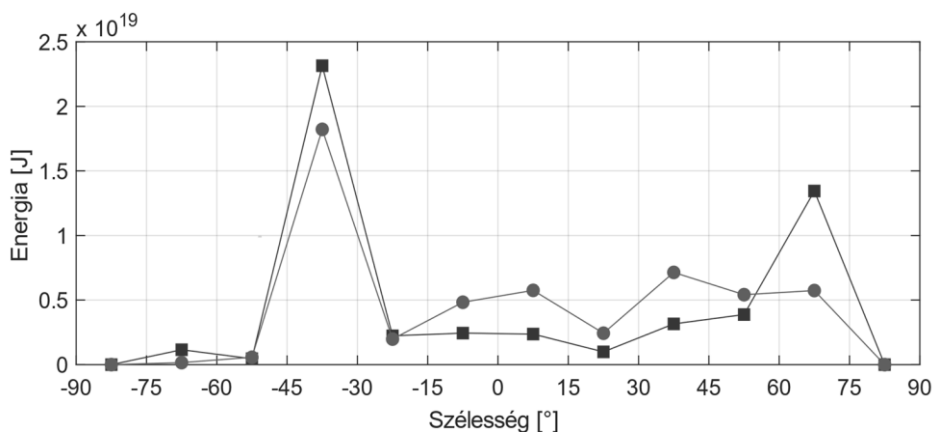
Az éves szeizmikus energia jelentős ingadozásokat mutat az utolsó 120 év során. A kiugró értékeket, mint a 2. ábrán látható, a viszonylag ritkán előforduló nagy ($M_W \geq 8$) földrengések keltik (Stein és Wysession 2009).



1. ábra. A számíthatóhoz felhasznált 1904 és 2015 között kipattant nagy ($M_w \geq 7$) rengések epicentrumainak földrajzi eloszlása az ISC GEM katalógus alapján



2. ábra. 1904-től 2015 végéig éves felszabadult energia alakulása az ISC-GEM Katalógus M_w adataiból számítva, megnevezve a 10^{18} J-nál nagyobb energiát felszabadító események magnitúdóját, helyét és időpontját (Fodor et al. 2020)



3. ábra. Az 1904 és 2018 között kipattant nagy földrengések ($M_w \geq 7$) által keltett szeizmikus energia szélesség szerinti eloszlása (körökkel); illetve ezen eredmények szubdukciós zónák hosszaival osztva (négyzetekkel jelölve)

4 A földforgás hatása a globális szeizmicitásra

Ebben a szakaszban a földforgás hosszú periódusú változásainak földrengés aktivitásra gyakorolt hatásainak vizsgálatára kerül sor, pontosabban a forgási szögsebesség szekuláris változásának, azaz az árapálysúrlódásnak hatása kerül bemutatásra a szeizmikus energia szélesség szerinti eloszlására.

Az (1) egyenlet alapján elmondható, hogy a szeizmikus energia térbeli eloszlásának vizsgálatához elegendő a nagy földrengések ($M_w \geq 7$) figyelembevétele. Ezért az ISC-GEM katalógust saját adatgyűjtéssel 2018-ig kiegészítve (azaz a felhasznált adatsor 1904-től 2018-ig terjed) került kiszámításra a felszabadult szeizmikus energia a szélesség függvényében, 15 fokos sávokban (3. ábra). A 3. ábrán ezenkívül megjelenítésre kerültek a szubdukciós zónák és a lemezhatárokon található transzform törésvonalak együttes hosszával osztott értékek is, ezáltal egy-egy szélességi tartomány-nak a „szeizmikus hatékonysága” is látható.

Melosh (1977) valamint Amalvict és Legros (1993) nyomán Varga és társai (1998) meghatározták, hogy a forgási szögsebesség változásának hatására a lapultság változásán keresztül a földrajzi szélesség függvényében milyen mértékű meridionális- és azimutális feszültség keletkezik egydimenziós földmodell feltételezése esetén. Ebben az esetben ezen feszültségek különbségének inflexiós pontjai az ún. kritikus szélességnél ($\varphi_{krit} = \pm 48.2^\circ$) vannak (Denis és Varga 1990).

Földünk forgása szekulárisan csökken az árapálysúrlódás következtében (Stacey 1992) $\Delta LOD = (2.3 \pm 1)$ ms/évszázad értékkel és ennek megfelelően a forgássebesség csökkenése $\Delta \omega = -(5.4 \pm 0.5) \cdot 10^{-22} s^{-2}$ (Varga 2006). Természetesen a Föld esetében más feszültségek is jelentkeznek, a gyakorlatban nem a lapultság változából eredő, hanem a tektonikai eredetű feszültségek dominálnak.

Ennek megfelelően a 3. ábrán látható, hogy a szeizmikus energia szélesség szerinti eloszlása az elméleti 1D modell esete alapján várható bimodális (kétcsúcú) elrendeződésű, maximumai a kritikus szélességek közelében találhatók. Látható, hogy ezek a csúcsok nem pontosan a számított kritikus szélesség értékekre esnek, hozzávetőleg 15° -kal észak felé el vannak tolódva. Ennek oka az északi szélességek esetében abban keresendő, hogy a Föld felszínétől számított felső száz kilométeres réteg, melyhez a felszabaduló földrengés energia döntő része kötődik laterálisan jelentős mértékben inhomogén, ami torzítja az elméleti homogén modell esetére számított egyenlítőhöz képest szimmetrikus bimodalitást. Ennek ellenére egyértelműen látható, hogy mindkét félgömbön a földrengés energia felszabadulás a közepes szélességeken nagyobb, mint az egyenlítői és a sarkvidéki térségekben.

5 Kiemelkedő földrengések hatása a földforgásra

A következőkben tekintsük a földforgás megfigyelések főbb jellemzőit. Jelen tanulmányban az IERS által számított C04 idősort alkalmazzuk, amely naponkénti értékeket tartalmaz 1962-től napjainkig. A földforgás paraméterek értékeinek meghatározása jelenleg az LOD esetében $\sim 15 \mu s$ a PM esetében pedig $\sim 50 \mu s$ középphibával jellemezhető (Bizouard et al. 2019). Ezentúl fontos szót ejteni arról is, hogy az LOD és a PM milyen nagyságrendekben változnak és ebből mely összetevők tekinthetők ismertnek és/vagy modellezhetőnek.

Az LOD esetében a teljes változás néhány milliszekundumos tartományon belül ingadozik. Benne a legdominánsabb a szekuláris, milliszekundumos nagyságrendű árapálysúrlódás által keltett összetevő. Erre szuperponálva jelennek meg az atmoszférikus folyamatok hatására éves- és féléves periódusidejű, illetve az árapály következtében napos periódussal rendelkező összetevők. Ha a megfigyelt jelből mindezt eltávolítjuk, egy reziduál jelet kapunk, amely mintegy 1 ms tartományban, -0.5 és 0.5 ms között ingadozik (lásd 6.5. ábra, Seitz és Schuh 2010).

A PM esetében a teljes jel tartománya körülbelül 0.8 as. A pólusmozgásnak két fő összetevője ismert. Az egyik az éves periódusú összetevő (mintegy 0.09 as amplitúdóval), a másik pedig a Chandler-ingadozás körülbelül 1.2 éves periódusidővel (mintegy 0.17 as amplitúdóval). Ha az évszakos változásokat és a Chandler ingadozást levonjuk a teljes megfigyelt jelből, azaz képezzük a reziduál jelet, az 0.1 as tartományban, ± 0.05 as között változik (lásd <https://www.iers.org/IERS/EN/Science/EarthRotation/Xpole.html?nn=12932>, 2020-10-27). A pó-

lusmozgás esetében érdemes továbbá megjegyezni, hogy az ún. pólusvándorlás – azaz a pólus helyzetének szekuláris változása – következtében a pólus ~ 3.3 mas/év (azaz ~ 10 cm/év) sebességgel halad nyugati $76-78^\circ$ irányba (a pólusmozgás koordináta-rendszerében értelmezve, ahol $a + x$ tengely a greenwichi kezdőmeridián irányába, $a + y$ tengely pedig erre merőlegesen, nyugat felé mutat, kezdőpontja pedig az 1900 és 1905 közötti időtartamra meghatározott közepes pólushely). A pólusvándorlás forrása egyelőre nem teljesen kidolgozott, azonban valószínűsíthető, hogy a jégkorszak utáni visszarendeződés (*postglacial rebound*), illetve a tengerszint ingadozásának következménye (Seitz és Schuh 2010).

Számos korábbi tanulmány célja volt modellezni a földrengések által létrejövő tömegátrendeződés hatását a Föld forgási szögsebesség-vektorára (Gross és Chao 2006, Xu et al. 2014), illetve az eredmények földforgás megfigyelésekben való kimutatása (Bizouard 2005, Raoofian és Arab 2017, Xu et al. 2013). Azonban utóbbi feladat meglehetősen bonyolult és nem egyértelmű, hiszen a modellezett jel a regisztrált legnagyobb rengés (1960. 05. 22. Chile, $M_w = 9.6$) esetében is maximálisan $|\Delta LOD| \sim 10 \mu s$ és $|\Delta PM| \sim 25$ mas (Chao és Gross 1987, Gu 1996, Raoofian és Arab 2017, Xu et al. 2013, 2014). Ha ezeket az adatokat összehasonlítjuk a C04 adatok jelenlegi pontosságával, akkor az LOD esetében azt látjuk, hogy a szeizmikus események által keltett jel a legnagyobb földrengés esetében is a középhibánál kisebb jel, míg a PM esetében a koszeizmikus hatás statisztikailag kimutatható lehet. A földforgás megfigyelések teljes amplitúdójának nagyságrendjével összehasonlítva azonban a földrengések hatása kimondottan kismértékűnek tekinthető. Ahhoz, hogy a modellezett koszeizmikus hatásokat a földforgás megfigyelésekben kimutassuk, azaz a modellszámításokat validáljuk, a megfigyeléseket nem elég korrigálni az ismert folyamatokkal (azaz a reziduál jelet tekinteni), ezért különleges eljárások alkalmazására van szükség. Ennek a problémának megoldására jelen tanulmányban a földforgás adatok előrejelzésének hibájában kíséreljük meg kimutatni a modellszámításokkal kapott koszeizmikus jelek jelenlétét (lásd 5.3. fejezet), amelyhez használt eljárást az 5.1. fejezet tartalmazza, majd az 5.2. fejezetben kerülnek bemutatásra az eredmények, illetve azok más tanulmányokkal való összehasonlítása.

5.1 Az alkalmazott eljárás ismertetése

A földforgásra gyakorolt koszeizmikus hatások modellezését már az 1970-es években kezdték kidolgozni (Menahem és Israel 1970, Dahlen 1971, 1973). Alapvetően kétféle módszer került kidolgozásra a szakirodalomban: normál módust alkalmazó eljárás (*normal mode method*) és diszlokáció elmélet (*dislocation theory*). Jelen tanulmányban utóbbit alkalmazza, melynek formalizmusát Xu et al. (2014) írta le. A módszer alapját a perdületmegmaradás törvénye adja, melynek értelmében egy olyan fizikai folyamat befolyásolja a Föld forgását, melyet az Euler-Liouville egyenlet ír le (Munk és MacDonald 1960, Lambeck 1980):

$$\frac{\partial \mathbf{H}(t)}{\partial t} + \boldsymbol{\omega}(t) \times \mathbf{H}(t) = \boldsymbol{\tau}(t), \quad (2)$$

ahol $\mathbf{H}(t)$ a merev Föld impulzusmomentum vektora, $\boldsymbol{\omega}(t)$ a merev Föld átlagos szögsebesség vektora és $\boldsymbol{\tau}(t)$ a külső forgatónyomatékok hatása a Földre. Általánosan $\mathbf{H}(t)$ a következő formában írható fel: $\mathbf{H}(t) = \mathbf{h}(t) + \mathbf{I}(t)\boldsymbol{\omega}(t)$, ahol $\mathbf{h}(t)$ jelöli az egyenletesen forgó merev Földhöz képesti tömeg-átrendeződést, $\mathbf{I}(t)$ pedig a merev Föld inercia tenzora. Mivel a földrengés egy felszín alatti folyamat, külső forgatónyomatékot nem generál, viszont tömeg-átrendeződést igen, amely az inercia tenzorban okoz változást. Egy földrengés következtében létrejövő relatív mozgás elhanyagolható mértékben befolyásolja $\mathbf{h}(t)$ értékét, emiatt elhagyható (Chao 1984). Első közelítésben csak a kismértékű, egyenletes forgáshoz képesti eltéréseket figyelembe véve a 2. egyenlet a következőképp egyszerűsödik (Munk és MacDonald 1960, Lambeck 1980):

$$m(t) + \frac{1}{\sigma_c} \frac{dm(t)}{dt} = \psi(t), \quad (3)$$

$$\frac{dm_z(t)}{dt} = \frac{d\psi_z(t)}{dt}, \quad (4)$$

ahol σ_c jelöli a Chandler-periódus frekvenciáját, $m(t) = m_x(t) + im_y(t)$ pedig a pólus helyzete radiánban, ahol a valós rész adja meg az x komponenszt (0° meridián), a komplex rész pedig az ettől keletre 90 fokkal felvett meridián (90°E meridián) irányú összetevőt. Ugyanígy $\psi = \psi_x(t) + i\psi_y(t)$ a pólusmozgás gerjesztését, $m_z(t)$ mutatja meg a forgássebességben jelentkező változást, $\psi_z(t) = -\Delta LOD/LOD$ pedig a naphossz gerjesztését adja. A koszeizmikus hatást tehát a földforgásra ezek a gerjesztési függvények adják meg (Wahr 1982, Gross 1986):

$$\psi_x(t) + i\psi_y(t) = 1.61(\Delta I_{xz} + i\Delta I_{yz})/(C - A), \quad (5)$$

$$\psi_z(t) = -\Delta I_{zz}/C_m, \quad (6)$$

ahol ΔI_{xz} , ΔI_{yz} és ΔI_{zz} az inerciatenzor komponensei, Δ jelöli a referenciaértéktől való eltérést, $C = 8.0438 \times 10^{37} \text{ kg m}^2$ és $A = 8.0177 \times 10^{37} \text{ kg m}^2$ konstansok rendre a poláris- és ekvatoriális fő inercianyomaték, $C_m = 7.1236 \times 10^{37} \text{ kg m}^2$ pedig a köpeny tengelymenti nyomatéka (Xu et al. 2014).

5.2 A koszeizmikus számítások eredménye, összehasonlítás

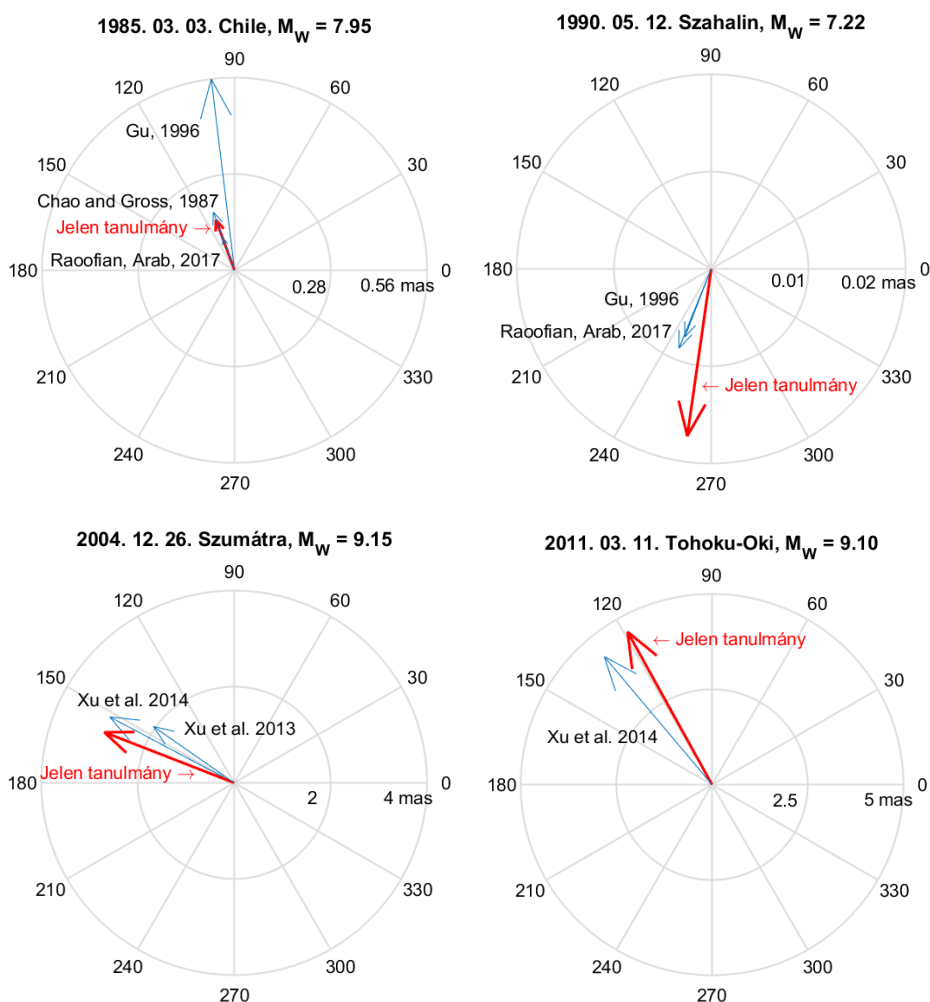
A Xu et al. (2014) által kidolgozott formalizmus alapján kiszámításra kerültek a nagy földrengések koszeizmikus hatásai. A számítás bemenő adatai egyrészt a Föld PREM modellben megadott radiálisan változó fizikai paraméterei, másrészt a földrengések paraméterei – az esemény földrajzi helye (szélesség, hosszúság, fészekmélység), momentum magnitúdója, illetve a vetősíkot jellemző három szög értéke, a csapásirány (*strike*), a dőlésszög (*dip*) és a csúszás (*slip*) – az ISC GEM katalógus alapján. A földrengés által okozott változásokat három adattal jellemezzük, a forgássebességben (ΔLOD) illetve a forgástengely helyzetében bekövetkező változás, melyet annak polárkoordinátaival, azaz irányával és nagyságával jellemezünk ($|\Delta PM|, \Delta PM(\varphi)$). Négy földrengés (1985 Chile, 1990 Szahalin, 2004 Szumátra és 2011 Tohoku-Oki) esetében kiszámításra kerültek az általuk földforgásra gyakorolt koszeizmikus hatás. A négy szeizmikus esemény modellszámításokhoz felhasznált főbb paraméterei az 1. táblázatban találhatók. A vizsgált koszeizmikus változások összehasonlítását a szakirodalomban publikált eredményekkel a 2. táblázat tartalmazza. A számítások eredményeként a négy földrengés pólusmozgás gerjesztését, illetve a 2. táblázatban szereplő korábban publikált eredményekkel való összevetést a 4. ábra tartalmazza. A 4. ábrán a különböző modellszámítások eredményei között eltérések láthatók. Ezek a korábban már bemutatott földforgás paraméter hibákhoz viszonyítva nem jelentősek, a hibahatár értékeken belüliek.

1. táblázat. A négy földrengés főbb paraméterei

Esemény	Momentum magnitúdó	Fészek- mélység [km]	Földrajzi szélesség [°]	Földrajzi hosszúság [°]
1985.03.03. Chile	7.95	35	-33.3	-71.9
1990.05.12. Szahalin	7.22	606	49.0	141.8
2004.12.26. Szumátra	9.15	14	3.6	94.1
2011.03.11. Tohoku-Oki	9.10	12	38.2	142.9

2. táblázat. A négy földrengés által keltett koszeizmikus változások értékeinek összehasonlítása

Esemény	ΔLOD [μs]	$ \Delta PM $ [mas]	$\Delta PM(\varphi)$ [$^\circ$]	Forrás
1985. 03. 03. Chile	-0.29	0.16	110.28	Jelen tanulmány
	-0.10	0.18	110	Chao és Gross, 1987
	0.28	0.56	96.94	Gu 1996
	0.18	0.10	110	Raoofian és Arab, 2017
1990. 05. 12. Szahalin	0.021	0.0173	261.84	Jelen tanulmány
	0.010	0.0075	248.80	Gu 1996
	0.013	0.0088	247.85	Raoofian és Arab, 2017
2004. 12. 26. Szumátra	-7.08	2.89	158.67	Jelen tanulmány
	-0.48	2.04	145	Xu et al. 2013
	-8.91	2.92	152	Xu et al. 2014
2011. 03. 11. Tohoku-Oki	-6.79	4.57	118.88	Jelen tanulmány
	-4.60	4.38	130	Xu et al. 2014

**4. ábra.** A koszeizmikus pólusmozgás számítások eredményének összevetése más tanulmányok eredményeivel négy jelentős földrengés alapján. Az ábrán a 0° jelöli a Greenwich kezdőmeridiánt, 90° pedig ettől keletre található

5.3 A koszeizmikus hatást a földforgás megfigyelésekben kimutató vizsgálat eredménye

A tanulmány további célja, hogy a modellezett koszeizmikus hatásokat kimutassa a földforgás előrejelzések hibájában. Erre a korábban említett okok miatt esett a választás, miszerint a keresendő modellezett jel nagyságrendje közel esik a földforgás megfigyelések középhibájának nagyságrendjéhez.

A földforgás előrejelzése a modellezhető geodinamikai folyamatok (pl. óceáni és atmoszférikus folyamatok) gyarapodásával, illetve a modellek pontosítása által folyamatosan nagyobb pontossággal érhető el (Dill et al. 2019). Az előrejelzések hibája képezhető, ha egy-egy napi előrejelzett értékből levonjuk a később megfigyelt értékeket:

$$\varepsilon_{pred} = x_{pred} - x_{C04}, \quad (7)$$

ahol ε_{pred} az előrejelzés hibáját, x_{pred} az előrejelzett értéket, x_{C04} pedig az IERS C04-ben foglalt megfigyelt értéket jelöli. Ahogy korábban említésre került, a GFZ előrejelzéseit használjuk, amely naponta jelenteti meg az azt követő 90 napra vonatkozó predikcióit. A földrendések előrejelzése jelenleg nem megoldott. Feltételezhető, hogy a földrendések által keltett tömegeloszlási és dinamikai változások hatása a földforgás előrejelzésének hibájában szerepel, hiszen az csak a modellezhető folyamatokat tartalmazza.

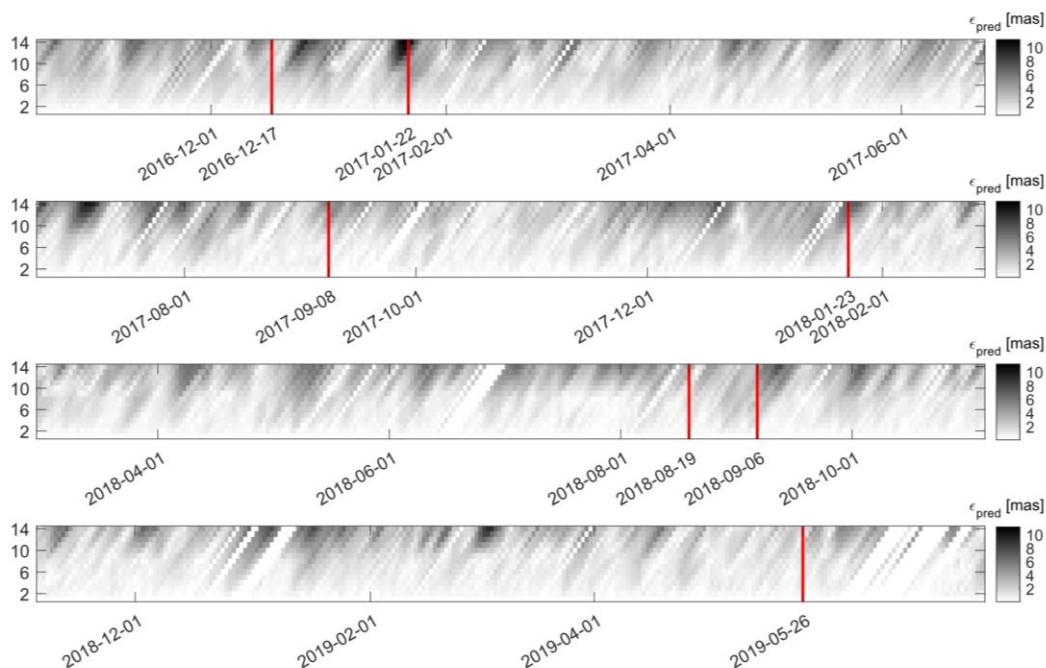
Az előrejelzések hibája 2016. június 1-től 2019 júliusáig áll rendelkezésünkre. Ezalatt az időszak alatt hét jelentős ($M_w \geq 7.9$) földrengés pattant ki (3. táblázat). Az említett időszakra vonatkozóan az előrejelzések hibája a 5. ábrán látható 14 napos időszakokra előre jelezve. Jelen munkában csak a pólusmozgás nagyságának ($|PM|$) előrejelzésében lévő hibákat szemléljük, mivel itt esik a vizsgálathoz megfelelő nagyságrendbe a hiba értéke és a keresett jel mértéke. Az LOD esetében a korábban is említett okok miatt nem érdemes ezt vizsgálni, hiszen a keresendő jel a legnagyobb földrengés esetében is a középhiba értékével összemérhető.

Az eredmények alapján (5-6. ábra) biztató, hogy minden földrengés előtt, közben vagy után látzanak hibafoltok, és a 2017. 09. 08., 2018. 01. 23. és 2018. 09. 06. események esetében ezek jól illeszkednek a földrengés idejére.

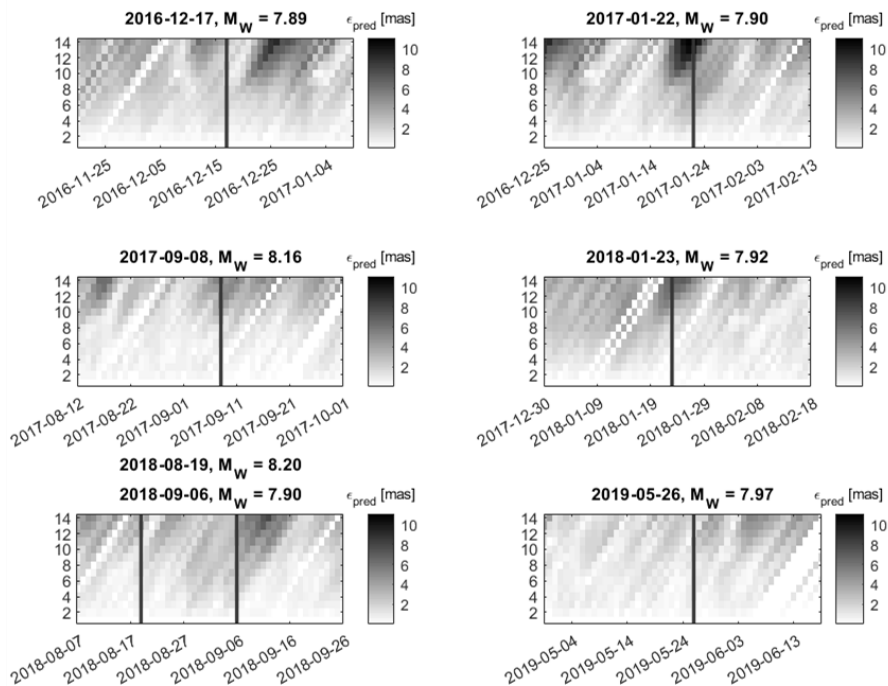
Mivel a Földön több folyamat időbeli alakulása számunkra nem determinisztikus jellegű, tehát nem jelezhető előre. Az 5. ábrán számos hibafolt található, melyeknek tehát számos geodinamikai folyamat lehet okozója, azonban általánosan elmondható, hogy a pólusmozgás nagyság ($|PM|$) előrejelzések hibájában nagy valószínűséggel megmutatkoznak a nagy földrengések hatásai is.

3. táblázat. A vizsgált időszakban kipattant hét jelentős ($M_w \geq 7.9$) földrengés főbb paraméterei az USGS adatbázisa nyomán

Esemény	Momentum magnitúdó	Fészek- mélység [km]	Földrajzi szélesség [°]	Földrajzi hosszúság [°]
2016. 12. 17 Pápua Új-Guinea	7.89	60	-4.5	153.5
2017. 01. 22. Pápua Új-Guinea	7.90	140	-6.2	155.2
2017. 09. 08. Mexikó	8.16	45	15.0	-93.9
2018. 01. 23. Alaszka	7.92	35	56.0	-149.2
2018. 08. 19. Fiji	8.20	580	-18.1	-178.2
2018. 09. 06. Fiji	7.90	690	-18.5	179.4
2019. 05. 26. Peru	7.97	130	-5.8	-75.3



5. ábra. A vizsgált időszakra számított előrejelzés értékek a pólusmozgás nagyságában (PM). Az abszcissa-tengelyen az idő halad lineárisan, az ordináta-tengelyen pedig az adott napra vonatkozóan, egyre inkább a jövőbe mutató becslések találhatók 14 napig. Az ábrán egy-egy epocha egy-egy oszlopnak felel meg. A 3. táblázatban szereplő események idejét függőleges vonalak és a dátumuk jelzi.



6. ábra. A 3. táblázatban szereplő földrengések idejének környezetében előforduló előrejelzés hibák. Az abszcissa-tengelyen az idő halad lineárisan, az ordináta-tengelyen pedig az adott napra vonatkozóan, egyre inkább a jövőre vonatkozó becslések találhatók 14 napig. Az ábrán egy-egy epocha egy-egy oszlopnak felel meg. A rengések idejét függőleges vonal jelzi, az események dátuma és magnitúdója az ábrák felett látható.

6 Összefoglalás

Összességében elmondhatjuk, hogy a Föld forgása és a szeizmikus aktivitás kimutatható hatással vannak egymásra.

Megmutattuk, hogyan számítható egy földrengés következtében felszabaduló rugalmas energia a momentum magnitúdó felhasználásával, majd láthattuk, hogyan alakul az elmúlt ~ 100 évben felszabadult energia (2. ábra). Ennek alapján megállapítható, hogy kiemelkedően nagy energia csúcsok a viszonylag ritka nagy ($M_w \geq 8$) földrengésekkel kapcsolatosak.

Bemutattuk, hogy az árapálysúrlódás következtében a forgási szögsebesség szekuláris lassulása miatt a kritikus szélességek közelében jelentősen magasabb a globális szeizmikus aktivitás (3. ábra).

Xu et al. (2014) által ismertett modellszámítások segítségével kiszámítottuk négy földrengés koszeizmikus hatását a földforgásra. Eredményeink a korábbiakkal jó egyezést mutattak (4. ábra).

Célunk volt továbbá kimutatni földforgás adatsorokban a nagyobb földrengések által keltett hatásokat, erre a pólusmozgás előrejelzések hibáját használtuk fel. Láthattuk a nagyobb ($M_w \geq 7.9$) eseményekre illeszkedő hibafoltokat (5-6. ábra), ami alapján arra lehetett következtetni, hogy a koszeizmikus hatások látszanak a mérésekben, azonban a hibafoltok nem csak az események időpontjában mutatkoztak, így azt természetesen nem mondhatjuk, hogy azok csak földrengések hatására fordulnak elő, hiszen a földrengés aktivitás csak egy a nem előre jelezhető folyamatok közül.

Köszönetnyilvánítás. Ezúton szeretném kifejezni hálás köszönetem Varga Péternek az odaadó figyelméért, támogatásáért és iránymutatásáért.

Hivatkozások

- Amalviçt M, Legros H** (1993): Stresses in the lithosphere induced by geophysical processes of degree two. *Manuscripta Geodaetica*, 16, 332-352.
- Bizouard C** (2005): Influence of the earthquakes on the polar motion with emphasis on the Sumatra event. *Journées Systèmes de Référence Spatio-Temporels*, Proceedings, 229-232.
- Bizouard C, Lambert S, Gattano C, Becker O, Richard JY** (2019): The IERS EOP 14C04 solution for Earth orientation parameters consistent with ITRF 2014. *Journal of Geodesy*, 93(5), 621-633.
- Chao BF** (1984): Excitation of normal modes on non-rotating and rotating Earth models. *Geophys. J. R. Astrophys. Soc.*, 79, 555-563.
- Chao BF, Gross RS** (1987): Changes in the Earth's rotation and low-degree gravitational field induced by earthquakes. *Geophysical Journal International*, 91(3), 569-596.
- Dahlen FA** (1971): The excitation of the Chandler wobble by earthquakes. *Geophysical Journal International*, 25(1-3), 157-206.
- Dahlen FA** (1973): A correction to the excitation of the Chandler wobble by earthquakes. *Geophysical Journal International*, 32(2), 203-217.
- Denis C, Varga P** (1990): Tectonic consequences of the Earth's variable rotation. In: Brosche P, Sündermann J (eds.) *Earth Rotation from Eons to Days*. Springer, 146-162.
- Di Giacomo D, Bondár I, Storchak DA, Engdahl ER, Bormann P, Harris J** (2015): ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009): III. Re-computed M_S and m_b , proxy M_w , final magnitude composition and completeness assessment. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 239, 33-47.
- Di Giacomo D, Engdahl ER, Storchak DA** (2018): The ISC-GEM Earthquake Catalogue (1904-2014): status after the Extension Project. *Earth System Science Data*, 10(4), 1877-1899, doi: 10.5194/essd-10-1877-2018.
- Dill R, Dobslaw H, Thomas M** (2019): Improved 90-day Earth orientation predictions from angular momentum forecasts of atmosphere, ocean, and terrestrial hydrosphere. *Journal of Geodesy*, 93(3), 287-295.
- Dziewonski AM, Anderson DL** (1981): Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4), 297-356.
- Eubanks TM** (1993): Variations in the orientation of the earth. In: Smith DE, Turcotte DI, (eds.), *Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Earth Dynamics*, Geodyn. Ser. 24, 1-54.
- Fodor Cs, Heinkelmann R, Modiri S, Raut S, Schuh H, Varga P** (2020): On the mutual interrelation between earth rotation and earthquake activity. In: C Bizouard (ed.), *Proceedings of the Journées Systèmes de Référence Spatio-Temporels*, 85-90, Paris.
- Gross RS** (1986): The influence of earthquakes on the Chandler wobble during 1977-1983. *Geophys. J. R. Astrophys. Soc.*, 85, 161-277.
- Gross RS, Chao BF** (2006): The rotational and gravitational signature of the December 26, 2004 Sumatran earthquake. *Surveys in Geophysics*, 27(6), 615-632.
- Gu ZN** (1996): The study of excitation of the earthquake to earth's rotation. *Earth, Moon, and Planets*, 74(1), 35-47.
- Hanks TC, Kanamori H** (1979): A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5), 2348-2350.

- Kanamori H** (1983): Magnitude scale and quantification of earthquakes. *Tectonophysics*, 93(3-4), 185-199.
- Kanamori H** (2004): The diversity of the physics of earthquakes. *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, 80(7), 297-316.
- Lambeck K** (1980): *The Earth's Variable Rotation: Geophysical Causes and Consequences*. Cambridge University Press, ISBN 978-0521673303.
- Melchior PJ** (1957): Latitude variation. *Physics and Chemistry of the Earth*, 2, 212-243.
- Melosh HJ** (1977): Global tectonics of a despun planet, *Icarus*. 31(2), 221-243, doi: 10.1016/0019-1035(77)90035-5.
- Menahem A, Israel M** (1970): Effects of major seismic events on the rotation of the Earth. *Geophysical Journal International*, 19(4), 367-393.
- Munk WH, MacDonald GJ** (1960): *The rotation of the earth; a geophysical discussion*. Cambridge Univ. Press.
- Raoofian NM, Arab SR** (2017): Study of the effects of large earthquakes on the excitation of polar motion and the change in length of day. *Journal of the Earth and Space Physics*, 43, 33-51.
- Seitz F, Schuh H** (2010): *Earth rotation. Sciences of geodesy-I*. Springer, Berlin, Heidelberg, 185-227.
- Stacey FD** (1992): *Physics of the Earth*. Brookfield Press, Australia, ISBN 0-646-09091-7.
- Stein S, Wysession M** (2009): *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons, pp. 510.
- Storchak DA, Di Giacomo D, Bondár I, Engdahl ER, Harris J, Lee WHK, Villaseñor A, Bormann P** (2013): Public Release of the ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009). *Seismological Research Letters*, 84(5), 810-815, doi: 10.1785/0220130034.
- Storchak DA, Di Giacomo D, Engdahl ER, Harris J, Bondár I, Lee WHK, Bormann P, Villaseñor A** (2015): The ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009): Introduction, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 239, 48-63, doi: 10.1016/j.pepi.2014.06.009.
- Varga P** (2006): Temporal variation of geodynamical properties due to tidal friction, *Journal of Geodynamics*, 41, 140-146, doi: 10.1016/j.jog.2005.10.006.
- Varga P, Denis C, Varga T** (1998): Tidal friction and its consequences in palaeogeodesy, in the gravity field variations and in tectonics. *Journal of Geodynamics*, 25(1-2), 61-84, doi: 10.1016/S0264-3707(97)00007-0.
- Varga P, Gambis D, Bus Z, Bizouard C** (2005): The Relation Between the Global Seismicity and the Rotation of the Earth. In: N Capitaine (ed.), *Proceedings of the Journées Systèmes de Référence Spatio-Temporels*, 115-121, Paris.
- Wahr JM** (1982): The effects of atmosphere and oceans on the Earth's Wobble - I: Theory. *Geophys. J. Int.*, 70, 349-372.
- Xu C, Sun W, Chao BF** (2014): Formulation of coseismic changes in Earth rotation and low-degree gravity field based on the spherical Earth dislocation theory. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 9031-9041.
- Xu C, Sun W, Zhou X** (2013): Effects of huge earthquakes on Earth rotation and the length of day. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 24(4), 649.

E cikket először (angol nyelven) az IOP Publishing Limited publikálta. A copyright (szerzői jog) a National Astronomical Observatories, a Kínai Tudományos Akadémia és az IOP Publishing Ltd tulajdona, és a cikk az ő engedélyükkel jelent meg magyar nyelven. Minden jog fenntartva. Minden esetben hivatkozni kell a Research in Astronomy and Astrophysics folyóiratban megjelent eredeti cikkre.

This article was first published (in English) by IOP Publishing Limited. Copyright in the article is owned by National Astronomical Observatories, Chinese Academy of Sciences and IOP Publishing Ltd and it has been reproduced with their permission. All rights are reserved. Any citations need to be made to the original article contained in the journal Research in Astronomy and Astrophysics, using the following citation details:

Ronan Connolly et al., 2021, Res. Astron. Astrophys. 21, 131,

DOI: 10.1088/16744527/21/6/131, <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/16744527/21/6/131>

MENNYIRE BEFOLYÁSOLJA A NAP AZ ÉSZAKI FÉLTEKE HŐMÉRSÉKLETÉNEK ALAKULÁSÁT? A JELENLEG ZAJLÓ VITA

*Ronan Connolly^{1,2}, Willie Soon¹, Michael Connolly², Sallie Baliunas³,
Johan Berglund⁴, CJ Butler⁵, Rodolfo G Cionco^{6,7}, Ana G Elias^{8,9},
Valery M Fedorov¹⁰, Hermann Harde¹¹, Gregory W Henry¹², Douglas V
Hoyt¹³, Ole Humlum¹⁴, David R Legates¹⁵, Sebastian Lüning¹⁶, Nicola
Scafetta¹⁷, Jan-Erik Solheim¹⁸, László Szarka¹⁹, Harry van Loon²⁰,
Victor M Velasco Herrera²¹, Richard C Willson²², Hong Yan²³, Weijia
Zhang^{24,25}*

1 Center for Environmental Research and Earth Science (CERES), Salem, MA 01970, USA

2 Independent scientists, Dublin, Ireland

3 Retired, formerly Harvard-Smithsonian Center for Astrophysics, Cambridge, MA 02138, USA

4 Independent researcher, Malmö, Sweden

5 Retired, formerly Armagh Observatory, College Hill, Armagh BT61 9DG, Northern Ireland, UK

6 Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Argentina

7 Grupo de Estudios Ambientales, Universidad Tecnológica Nacional, Colón 332, San Nicolás (2900), Buenos Aires, Argentina

8 Laboratorio de Física de la Atmósfera, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología, Universidad Nacional de Tucumán, Av. Independencia 1800, 4000 Tucumán, Argentina

9 Instituto de Física del Noroeste Argentino (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas - Universidad Nacional de Tucumán), 4000 Tucumán, Argentina

10 Faculty of Geography, Lomonosov, Moscow State University, Leninskie Gory St. 1, Moscow 119991, Russia

11 Helmut-Schmidt-University, Hamburg, Germany

12 Center of Excellence in Information Systems, Tennessee State University, Nashville, TN 37209 USA

13 Independent scientist, Berkeley Springs, WV, USA

14 Emeritus Professor in Physical Geography, Department of Geosciences, University of Oslo, Norway

15 College of Earth, Ocean, and the Environment, University of Delaware, Newark DE 19716-2541, USA

16 Institute for Hydrography, Geoecology and Climate Sciences, Hauptstraße 47, 6315 Ägeri, Switzerland

17 Department of Earth Sciences, Environment and Georesources, University of Naples Federico II, Complesso Universitario di Monte S. Angelo, via Cinthia, 21, 80126 Naples, Italy

18 Retired, formerly Department of Physics and Technology, UiT The Arctic University of Norway, 9037 Tromsø, Norway

19 ELKH Institute of Earth Physics and Space Science, 9400 Sopron, Csatka utca 6-8, Hungary

20 Retired, formerly National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA.

21 Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04510, México D.F., México

22 Active Cavity Radiometer Irradiance Monitor (ACRIM), Coronado, CA 92118, USA

23 State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710061, China

24 Department of Mathematics and Physics, Shaoxing University, Shaoxing, China

25 Department of AOP Physics, University of Oxford, Oxford, UK

Lektorálás: Muraközy Judit (Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet) és Jánosi Imre (Nemzeti Közszerzői Egyetem)

Magyar fordítás: Szarka László Csaba
Egyéb információ: szarka.laszlo@epss.hu



How much has the Sun influenced Northern Hemisphere temperature trends? An ongoing debate. – In order to evaluate how much Total Solar Irradiance (TSI) has influenced Northern Hemisphere surface air temperature trends, it is important to have reliable estimates of both quantities. Sixteen different estimates of the changes in Total Solar Irradiance (TSI) since at least the 19th century were compiled from the literature. Half of these estimates are “low variability” and half are “high variability”. Meanwhile, five largely-independent methods for estimating Northern Hemisphere temperature trends were evaluated using: 1) only rural weather stations; 2) all available stations whether urban or rural (the standard approach); 3) only sea surface temperatures; 4) tree-ring widths as temperature proxies; 5) glacier length records as temperature proxies. The standard estimates that use urban as well as rural stations were somewhat anomalous as they implied a much greater warming in recent decades than the other estimates, suggesting that urbanization bias might still be a problem in current global temperature datasets despite the conclusions of some earlier studies. Nonetheless, all five estimates confirm that it is currently warmer than the late 19th century, i.e., there has been some “global warming” since the 19th century. For each of the five estimates of Northern Hemisphere temperatures, the contribution from direct solar forcing for all sixteen estimates of TSI was evaluated using simple linear least-squares fitting. The role of human activity on recent warming was then calculated by fitting the residuals to the UN IPCC’s recommended “anthropogenic forcings” time series. For all five Northern Hemisphere temperature series, different TSI estimates suggest everything from no role for the Sun in recent decades (implying that recent global warming is mostly human-caused) to most of the recent global warming being due to changes in solar activity (that is, that recent global warming is mostly natural). It appears that previous studies, including the most recent IPCC reports, that had prematurely concluded the former, had done so because they failed to adequately consider all the relevant estimates of TSI and/or to satisfactorily address the uncertainties still associated with Northern Hemisphere temperature trend estimates. Therefore, several recommendations on how the scientific community can more satisfactorily resolve these issues are provided.

Keywords: global warming, solar variability, detection and attribution of climate change, urbanization bias

Annak érdekében, hogy a teljes napsugárzás (TSI) esetleges hatását az északi félteke felszíni légkörmérsékletének alakulására érdemben tanulmányozni lehessen, elengedhetetlen, hogy mindkét mennyiségről megbízható becslésekkel rendelkezünk. A TSI változásairól a szakirodalomból tizenhat különböző, legalább a 19. századig visszamenő idősor-becslést állítottunk elő. Egyik felük „kismértékű változékonyságot”, másik felük pedig „nagyértékű változékonyságot” mutat. Az északi félteke hőmérsékleti trendjeit öt, nagyrészt egymástól független módszer alapul vételével értékeltük ki: 1) csak vidéki, természeti környezetben lévő meteorológiai állomások felhasználásával; 2) az összes rendelkezésre álló mérőállomás-adat alapján, legyen az városi vagy vidéki állomás (a szabványos eljárásnak megfelelően); 3) csak tengerfelszín-hőmérsékletek alapján; 4) évgűrű szélessége, mint hőmérsékleti proxy alapján; 5) gleccserhossz-megfigyelések, mint hőmérsékleti proxy adatok alapján. A szabványos becslések, amelyben városi és vidéki mérőállomásokat egyaránt figyelembe vesznek, némileg kilógnak a sorból, ugyanis sokkal nagyobb felmelegedést jeleznek az elmúlt évtizedekre, mint a többi becslés. Mindez arra utal, hogy az urbanizáció miatti torzulás problémája – annak ellenére, hogy erre több tanulmány már felhívta a figyelmet – mindmáig megoldatlan. Mindezzel együtt az öt becslés egyhangúlag erősíti azt a feltételezést, hogy jelenleg melegebb van, mint a 19. század végén volt, vagyis tényleg végbement valamiféle „globális felmelegedés”. A TSI közvetlen hatását az északi féltekére vonatkozó öt hőmérsékleti idősor mindegyikére egy egyszerű módszerrel, a lineáris legkisebb négyzetes eltérés szerinti illesztéssel értékeltük ki. Az illesztést mind a tizenhat TSI-idősorhoz elvégeztük. Az emberi tevékenység szerepe a legutóbbi felmelegedésre vonatkozóan pedig úgy lett kiszámítva, hogy a megmaradó különbségeket ENSZ (az Egyesült Nemzetek Szervezete Környezeti Programja) által létrehozott IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change, Éghajlatváltozási Kormányközi Testület) által ajánlott „antropogén kényszer” idősorához illesztettük. Az északi félteke öt hőmérsékleti idősorának mindegyikéről elmondható, hogy a következtetés attól függ, melyik TSI-idősort használjuk. Levonható olyan következtetés, hogy az elmúlt évtizedek-

ben a Nap egyáltalán nem játszott szerepet a melegeedésben (tehát a közelmúlt globális felmelegedését többnyire az ember okozta), de olyan is, hogy a közelmúltbeli globális felmelegedés zömmel a naptevékenység változásai miatt ment végbe (azaz a közelmúltban tapasztalt globális felmelegedés elsősorban természeti eredetű). Úgy tűnik, hogy az eddigi tanulmányok (beleértve a legfrissebb IPCC jelentéseket is) elhamarkodottan foglaltak állást az első változat mellett. Vagy azért, mert nem tudták kellően figyelembe venni a TSI-re vonatkozó becsléseket és/vagy nem tudták kielégítően kezelni az északi félteke hőmérsékleti trendbecsléseivel kapcsolatos, még mindig fennálló bizonytalanságokat. Ezért ajánlásokat teszünk a tudományos közösség számára, miként tudnák kielégítőbben megoldani mindezeket a kérdéseket.

Kulcsszavak: globális felmelegedés, napváltozékonyság, klímaváltozás észlelése és jellemzése, urbanizációs torzulások

TARTALOM

1 Bevezetés	48
2 Bevezetés. A TSI változásainak becslése	51
2.1 A TSI több évtizedes változásának becslésével kapcsolatos kihívások	51
2.2 A vita a TSI változásáról a műholdas korszakban (1978-tól napjainkig)	52
2.3 A műholdas korszak vitájának következményei a műholdas korszak előtti becslésekre	54
2.4 Tizenhat különféle becslés a TSI változásaira a 19. század óta, és még korábbra visszamenően	60
2.5 Érvek a Nap változékonyságának a múltbeli klímaváltozásban betöltött jelentős szerepe mellett	61
2.5.1 Bizonyíték a naptevékenység és az éghajlat hosszú távú változékonyságára	62
2.5.2 A naptevékenységi mutatók és az éghajlatváltozások gyakoriságának hasonlósága	63
2.5.3 Nap-bolygó kölcsönhatások, mint a naptevékenység hosszú távú változékonyságának kézenfekvő mechanizmusa	65
2.5.4 A Nap változékonyságának analógiája más "Np-szerű" csillagok változékonyságával	67
2.6 A 11 éves „Schwabe” kvázi-ciklikus összetevő látszólagos ellentmondásai	70
2.6.1 Mechanizmusok "felülről lefelé", illetve "alulról felfelé"	73
2.6.2 "Az óceán mint puffer": Az óceán hőkapacitása, mint lehetséges "szűrőkondenzátor" típusú pufferező mechanizmus	75
2.6.3 A Nap éghajlati hatásai egyes régiókban erőteljesebben jelentkeznek	76
2.6.4 Galaktikus kozmikus sugárzás által vezérelt erősítő mechanizmusok	78
2.6.5 Rövid időszakon belül megmutatkozó bolygópálya-hatások	81
2.6.5.1 Az átlagos Föld Nap távolság (AU) és a napi Föld-Nap távolság közötti különbség	81
2.6.5.2 Összehasonlítás a földpálya-elemek hosszú idejű változásaival	84
3 Az északi félteke felszíni hőmérsékleti változásainak becslése	87
3.1 Csak vidéki mérőállomások használata	87
3.2 Városi és vidéki mérőállomások használata	98
3.3 Tengerfelszín-hőmérsékletek	98
3.4 Évgyűrű proxy alapú rekonstrukciók	100
3.5 Gleccserhossz-alapú rekonstrukció	103
3.6 A becslés öt különféle típusának összehasonlítása	104
4 Változások az „antropogén kényszerekben”	106
5 A Nap szerepének becslése az északi félteke felszíni hőmérsékletének alakulásában a 19. század óta, és még régebbre visszatekintve	107
6 Következtetések és ajánlások	116
Hivatkozások	118

1 Bevezetés

Az ENSZ klímaváltozással foglalkozó kormányközi testülete (IPCC) 1. munkacsoportja a legutóbbi (5.) értékelő jelentésében (IPCC 2013a) leírt következtetés szerint:

*„A Föld felszíne az elmúlt három évtized mindegyikében melegebb volt, mint 1850 óta bármely előző évtizedben [...] Az északi féltekén az elmúlt 1400 év legmelegebb 30 éves időszaka **valószínűleg** az 1983-2012 közötti három évtized volt (az IPCC 1. munkacsoportjának összefoglalója döntéshozóknak, 2013, p3 - kiemelés az eredetiben) (IPCC 2013b).*

Ugyaninnen: *„Rendkívül valószínű, hogy a 20. közepe óta megfigyelt felmelegedés meghatározó oka az emberi hatás [...] **Rendkívül valószínű**, hogy átlagos globális felszíni hőmérsékletben 1951 és 2010 között megfigyelt emelkedés oka az antropogén eredetű üvegházgáz-koncentráció növekedése, és egyéb antropogén hatótényezők együttese. Az ember által előidézett felmelegedéshez való hozzájárulás legjobb becslése hasonló az ugyanebben az időszakban megfigyelt melegedéshez.”* (IPCC 1. munkacsoport összefoglalója a döntéshozók számára, 2013, 15. o. - kiemelés az eredetiben, (IPCC 2013b).

Más szavakkal, az IPCC 5. értékelő jelentése a cikkünk címében feltett kérdésre („Mennyire befolyásolja a Nap az északi félteke hőmérsékletének alakulását?”) a következő választ adta: *„szinte semmennyire, legalábbis a 20. század közepe óta”* (A fenti állítás leegyszerűsítésével ez adódik.) E következtetés hasonló az IPCC 4. (AR4) értékelő jelentéséhez (2007):

„A globális átlaghőmérsékletben a 20. század közepe óta megfigyelt növekedés legnagyobb része nagy valószínűséggel antropogén üvegházhatású gázok koncentrációjának növekedéséből származik” (IPCC 1. munkacsoport összefoglalója döntéshozók számára, 2007, 10. o. - kiemelés az eredetiben, Intergovernmental Panel on Climate Change 2007).

Ez viszont hasonló a 3. értékelő jelentésben levont következtetéshez (2001): *„...a legutóbbi 50 évben megfigyelt felmelegedés legnagyobb része valószínűleg az üvegházhatású gázok koncentrációjának növekedéséből származik”* (Az IPCC 1. munkacsoportjának összefoglalója döntéshozók számára, 2001., 10. o.) (Houghton et al. 2001)

Valóban, ebből az időszakból számos olyan, a szakirodalomban elterjedt áttekintés és cikk ismert, amely ugyanerre a következtetésre jutott. Például: Crowley (2000), Stott et al. (2001), Laut (2003), Haigh (2003), Damon és Laut (2004), Benestad (2005), Foukal et al. (2006), Bard és Frank (2006), Lockwood és Fröhlich (2007), Hegerl et al. (2007), Lean és Rind (2008), Benestad és Schmidt (2009), Gray et al. (2010), Lockwood (2012), Jones et al. (2013), Sloan és Wolfendale (2013), Gil-Alana et al. (2014) és Lean (2017).

Másrészt ugyanebben az időszakban számos olyan áttekintés és cikk is megjelent, amelyek elmentés következtetésre jutottak, vagyis hogy a 20. század közepe és korábbi óta tartó globális felmelegedés nagy része a naptevékenység változásával (ezután röviden: napváltozékonysággal) magyarázható. Például: Soon et al. (1996), Hoyt és Schatten (1997), Svensmark és Friis-Christensen (1997), Soon et al. (2000b,a), Bond et al. (2001), Willson és Mordvinov (2003), Maasch et al. (2005), Soon (2005), Scafetta és West (2006a,b), Scafetta és West (2008a,b), Svensmark (2007), Courtillot et al. (2007, 2008), Singer és Avery (2008), Shaviv (2008), Scafetta (2009, 2011), Le Mouél et al. (2008, 2010), Kossobokov et al. (2010), Le Mouél et al. (2011), Humlum et al. (2011), Ziskin és Shaviv (2012), Solheim et al. (2012), Courtillot et al. (2013), Solheim (2013), Scafetta és Willson (2014), Harde (2014), Lüning és Vahrenholt (2015, 2016), Soon et al. (2015), Svensmark et al. (2016, 2017), Harde (2017), Scafetta et al. (2019), Le Mouél et al. (2019a, 2020a), Mörner et al. (2020), Lüdecke et al. (2020).

Mindeközben további áttekintések és cikkek sora nem képviselt határozott véleményt, és voltak, akik a napváltozékonyság klímaváltozásra gyakorolt finom hatásai mellett érveltek. Például: Labitzke és van Loon (1988), van Loon és Labitzke (2000), Labitzke (2005), Beer et al. (2000), Reid (2000), Carslaw et al. (2002), Ruzmaikin és Feynman (2002), Ruzmaikin et al. (2004, 2006), Feynman és Ruzmaikin (2011), Ruzmaikin és Feynman (2015), Salby és Callaghan (2000, 2004, 2006), Kirkby (2007), de Jager et al. (2010), Tinsley és Heelis (1993), Tinsley (2012), Lam és Tinsley (2016), Zhou et al. (2016), Zhang et al. (2020b), Dobrica et al. (2009), Dobrica et al. (2010), Demetrescu és Dobrica (2014), Dobrica et al. (2018), Blanter et al. (2012), van Loon és Shea

(1999), van Loon és Meehl (2011), van Loon et al. (2012), Roy és Haigh (2012), Roy (2014, 2018), Roy és Kripalani (2019), Lopes et al. (2017), Pan et al. (2020).

Az IPCC fent idézett különféle megállapításai vajon miért nem tükrözik ezeket a - szakirodalomban megjelent - különvéleményeket? Ebben feltehetően sok tényező játszott szerepet. Az egyik tényező valószínűleg az a tény, hogy az éghajlatváltozás és a napváltozékonyság maguk is sokrétű fogalmak. Ennélfogva, amint Pittock (1983) megjegyezte, a Nap-éghajlat összefüggésről szóló tanulmányokban mindaddig számos nem egyértelmű, illetve sokfélepp értelmezhető eredmény jelent meg Pittock (1983). Az is közrejátszhat, hogy sok kutató szerint azok a tudományos eredmények, amelyek potenciálisan megzavarhatják a politikai célokat, nem kívánatosak. Lockwood (2012) például így érvel: *„A Nap-éghajlat kapcsolat területe [...] az elmúlt években nemkívánatos politikai és pénzügyi befolyások miatt demoralizálódott, ugyanis az éghajlatváltozás szkeptikusai az antropogén felmelegedés elleni tétlenség mentségeként a naptevékenység vélt hatását nevezték meg.”* Lockwood (2012).

Épp ez az egyik releváns tényező. Az IPCC jelentéseinek elsődleges célja ugyanis az, hogy mindenki *„ugyanazon a hangon szólaljon meg az éghajlat-tudományért”* (Beck et al. 2014, Hoppe és Rödder 2019). Az egyetlen közös *„tudományos konszenzus”* bemutatására irányuló törekvés figyelemre méltó nemzetközi *„hírnevet szerzett az IPCC-nek éghajlatpolitikai kérdésekben”* (Beck et al. 2014, Hoppe és Rödder 2019, van der Sluijs et al. 2010, Curry és Webster 2011, Sarewitz 2011, Hulme 2013). Számos kutató megjegyezte ugyanakkor, hogy mindezt az eltérő nézetek elnyomásával érték el minden olyan kérdésben, ahol ténylegesen vannak tudományos nézeteltérések. Ennek következményeként az IPCC jelentéseiből gyakran hiányzik azoknak a kérdéseknek a tárgyalása, amelyekben tudományos véleményeltérés van (és hogy miért). Ez az IPCC jelentéseire támaszkodó döntéshozókra vonatkozik. Amint van der Sluijs et al. (2010) megjegyezte: *„A konszenzusos megközelítés megfosztja a döntéshozókat a klímaproblémát tanulmányozó különféle tudományos diszciplínákon belüli és közötti tudományos vélemények sokszínűségének teljes áttekintésétől”*. A tudományos közösség tagjait az is aggasztja, hogy a nyitott gondolkodású felfedező tudományos kutatások elfojtása megakaszthatja a tudományos megismerést e nagy kihívást jelentő kérdéskör jobb megértésében.

Állításunk szerint a Nap-éghajlat vita egyike azoknak a kérdéseknek, ahol az IPCC „konszenzusos” kijelentéseit idő előtt alakították ki, az eltérő vélemények elnyomásával. Van der Sluijs et al. (2010) külön kiemelte példaként: *„Ilyen véleményeltérést jeleznek például a megfigyelt és előre jelzett éghajlati trendekben az ember és a Nap által játszott szerepről szóló viták...”*.

Egyetértünk Sarewitz (2011) azon érvével, miszerint *„Az a nézet, hogy a tudománynak mindekelőtt konszenzusos nyilatkozatokkal kell fejeznie a tekintélyét, szöges ellentmondásban van az élénk és merész megismerő tudomány lényegével. A konszenzus tankönyvekbe való; a valódi tudomány fejlődése az örökké tökéletlen tudás pillanatnyi állapotának folyamatos kihívásaitól függ. A tudomány akkor tudná jobban szolgálni a döntéshozókat, ha az elfogadható értelmezések, lehetőségek és perspektívák lehető legszélesebb körének megfogalmazására törekedne, a legjobb szakértők által, ahelyett, hogy mesterkéltén egységes hangvétel felé terelgető konvergenciát akarna kikényszeríteni”*.

A cikk társszerzői a Nap-éghajlat vitáról meglehetősen eltérő nézeteket képviselnek, és sokan tervezzük, hogy egymástól független módon folytatunk kutatást ebben a kihívást jelentő témában. Úgy gondoljuk azonban, hogy eljött az ideje eljuttatni a tudományos közösség összes tagjához annak a hírért, hogy számos megoldatlan probléma létezik, és időszerű megalapozni azokat a pontokat, ahol általános egyetértés van. Ezért, bár együttműködésünk nem szigorúan *„empirikus támadó együttműködés”* (Bateman et al. 2005; Kahneman és Klein 2009; Rakow et al. 2015), ez az áttekintés ugyanazt a filozófiát osztja abban az értelemben, hogy megállapodtunk: nem alkalmazzuk az IPCC *„konszenzus-vezérelt”* megközelítését (Beck et al. 2014, Hoppe és Rödder 2019, van der Sluijs et al. 2010, Curry és Webster 2011, Sarewitz 2011, Hulme 2013), hanem inkább azoknak a pontoknak a kiemelésére törekszünk, ahol léteznek eltérő vélemények, és azoknak, ahol tudományos egyetértés van. Ahogy Bacon (1605) megjegyezte: *„Ha az ember bizonyossággal kezd, akkor kételyekben végzi; de ha megelégszik azzal, hogy kételyekkel kezd, akkor bizonyosságokra jut”*. - Francis Bacon (1605) A tanulás fejlődése 1. könyv, 5. fejezet, 8. szakasz.

A 2. szakaszban áttekintést nyújtunk a Nap-éghajlat vitáról, valamint a jelenleg folyó legfontosabb viták közül néhányról. Megkíséreljük megbecsülni, hogy az északi félteke 19. század (vagy még korábbi időpont) óta hosszú időtávon tapasztalt hőmérsékleti trendjeiből mekkora rész magyarázható napváltozékonysággal, ha az északi félteke felszíni léghőmérséklete és a teljes szoláris besugárzás között egyszerű lineáris összefüggést feltételezünk. Megmutatjuk, hogy mindeddig még ezt a meglehetősen egyszerű hipotézist sem sikerült kielégítően megválaszolni.

Az IPCC (2013) azzal érvelt, hogy a TSI az 1950-es évek vége óta csökken, és úgy tűnik, ez volt az egyik elsődleges oka annak, hogy következtetések szerint „rendkívül valószínű”, hogy az 1950-es évek óta megfigyelt felmelegedés az ember üvegházgáz-kibocsátásának következménye (IPCC 2013b). Azonban Soon et al. (2015) és Scafetta et al. (2019) megjegyezte, hogy az IPCC (2013) jelentések a szakirodalomban rendelkezésre álló TSI-bebecsléseknek csak egy kis részét vették figyelembe, és hogy más TSI-bebecslések eltérő tendenciákat sugallnak. Ezért egy sokkal teljesebb, 16 különféle becslést tartalmazó TSI becsléskészletet állítottunk össze, és veszünk figyelembe. Közöttük van az IPCC (2013b) által figyelembe vett négy becslés, ugyanúgy, mint a Soon et al. (2015) és Scafetta et al. (2019) által figyelembe vett ennél nagyobb – 8 becslésből álló – halmaz. Tartalmazza az összeállítás azt az új becslést is, amelyet Matthes et al. (2017) az IPCC következő (6.) értékelő jelentéséhez javasolt.

A TSI és a hőmérséklet közötti közvetlen lineáris összefüggésről folytatott viták mellett megjegyezzük, hogy sok tanulmány szerint a Nap-éghajlat viszony valószínűleg ennél árnyaltabb. Például egyesek azzal érveltek, hogy a kapcsolat nem lineáris. Olyan küszöbértékeket tartalmazhatnak például, amelyeknél az uralkodó óceáni vagy légköri keringési minták elmozdulhatnak (Mörner et al. 2020, Christoforou és Hameed 1997, Dima és Lohmann 2009, Soon 2009). Mások megjegyzik, hogy az éghajlatra gyakorolt szoláris hatásnak a termikus tehetetlenség miatt rövid időn belül le kell csillapodnia (Scafetta és West 2006a,b, 2008a, Shaviv 2008, Scafetta 2009). Megint mások szerint a Nap-éghajlat kapcsolatok egyes földrajzi régiókban erősebbek lehetnek, mint másutt (Svensmark 2007, Shaviv 2008, Lüdecke et al. 2020, Labitzke és van Loon 1988, Ruzmaikin és Feynman 2002, Dobrica et al. 2009, 2010, van Loon és Shea 1999, van Loon et al. 2012, Roy 2018, Svensmark 2019, Le Mouél et al. 2009). Az egyszerűség kedvéért a cikk elsődleges célja a TSI és a felszíni levegő hőmérséklete közötti közvetlen lineáris kapcsolat viszonylag egyszerű hipotézisének értékelése. Arra biztatjuk azonban az olvasókat, hogy kövessék nyomon az árnyaltabb Nap-éghajlat kapcsolatok lehetőségeiről szóló vitákat. Ezt szem előtt tartva a 2.5-2.6. szakaszban röviden áttekintjük ezeket a ma is zajló vitákat.

A 3. szakaszban az északi félteke hőmérsékleti trendjeire vonatkozóan különféle becsléseket állítunk össze és generálunk. Megmutatjuk, hogy az IPCC (2013b) által használt standard becslések, amelyek városi és vidéki állomásokat is tartalmaznak, hosszú időtávon sokkal nagyobb felmelegedést mutatnak, mint a legtöbb egyéb becslés. Ez arra utal, hogy a standard becslésekben nem korrigálták megfelelően az urbanizáció miatti torzító hatást (McKittrick és Nierenberg 2010, Soon et al. 2015, 2018, 2019b, Scafetta és Ouyang 2019, Scafetta 2021, Zhang et al. 2021)

Elemezzük az északi félteke hőmérsékleti trendjeihez való maximális Nap-hozzájárulás becslését, lineáris összefüggést feltételezve a TSI és a hőmérséklet között. Mivel azonban az IPCC (2013) arra a következtetésre jutott, hogy a legutóbbi hőmérsékleti trendek okai között az „antropogén hatótényezők” a legfontosabbak (főként az üvegházgáz-kibocsátás miatt), megvizsgálunk egy másodlagos kérdést is. Azt a hasznosnak bizonyuló kérdést, hogy a lineárisnak feltételezett szoláris kapcsolattal nem magyarázható tendenciák mennyiben magyarázhatók antropogén eredettel. Ezért elemzésünk második lépésében az első lépésből származó statisztikai reziduálokat illesztjük az IPCC (2013a) által ajánlott antropogén hatótényezőkhöz. A 4. szakaszban ismertetjük az IPCC antropogén hatótényezők adatállományait.

Az 5. szakaszban meghatározzuk a legjobb illeszkedést (lineáris legkisebb négyzetek módszerével) a TSI-k és az északi féltekére vonatkozó hőmérsékleti rekonstrukciók mindegyikére, majd megbecsüljük az egyes kombinációk Nap-éghajlat kapcsolatát, valamint az antropogén (ember által okozott) tényezők jelentőségét.

Végül – a 6. szakaszban – záró megjegyzéseket és ajánlásokat teszünk a jövőbeni kutatásokhoz. Hangsúlyozzuk, hogy a cikk a Nap jelenlegi klímaváltozásban játszott szerepéről szóló vitakérdé-

sekre fókuszál. Ezt összevetjük az antropogén tényezők szerepével, de közvetlenül nem vizsgáljuk más, nem Nap-vezérelt természeti tényezők lehetséges szerepét, mint például az óceáni és/vagy légköri cirkuláció belső változásait, mivel ez meghaladná a cikk kereteit. Javasoljuk azonban a lehetséges további hatótényezők vizsgálatát (Wyatt és Curry 2014, Kravtsov et al. 2014, Lindzen és Choi 2011, Spencer és Braswell 2014, Mauritsen és Stevens 2015).

2 Bevezetés. A TSI változásainak becslése

2.1 A TSI több évtizedes változásának becslésével kapcsolatos kihívások

A Földet a világűrnél melegebben tartó energia nagy része a bejövő napsugárzásból, azaz a teljes napsugárzásból (TSI) származik. Ésszerű tehát feltételezni, hogy ha egyéb változások nincsenek, a TSI több évtizeden át nő, annak globális felmelegedést kell okoznia. Hasonlóképpen, a TSI több évtizedes csökkenésének globális lehűlést kell okoznia. Emiatt a kutatók már évszázadokkal ezelőtt (sőt még régebben is) azt feltételezték, hogy a naptevékenység változásai lehetnek a klímaváltozás fő mozgatórugói (Laut 2003, Gray et al. 2010, Lockwood 2012, Hoyt és Schatten 1997, Singer és Avery 2008, Soon et al. 2015, Maunder és Maunder 1908, Soon és Yaskell 2003, Scafetta 2010, 2014a). Az elmélethez kapcsolódó, kihívást jelentő kérdés a következő: *„Hogyan változott pontosan a TSI az idők során?”*

Az egyik közvetett mérőszám a Nap felszínén hosszú időn át megfigyelt „napfoltok” számának, típusának és méretének történelmi megfigyeléseiből, és azok vizsgálatából adódik (Beck et al. 2014, Hoppe és Rödder 2019, Sarewitz 2011, Hulme 2013, Bateman et al. 2005, Kahneman és Klein 2009, Rakow et al. 2015, Matthes et al. 2017). A napfoltok a Nap fotoszférájához kapcsolódó időszaki mágneses jelenségek, amelyek a Nap felszínén sötét foltokként vagy pigmentfolt-szerű képződményként mutatkoznak. A napfoltokat a legkorábbi távcsövek feltalálása óta figyelték. Galileo Galilei és mások 1610 óta kezdtek feljegyezni napfoltokat (Soon és Yaskell 2003, Hoyt és Schatten 1998, Svalgaard és Schatten 2016, Vaquero et al. 2016, Schöve 1955, Usoskin et al. 2015). A kínaiaknak már Kr.e. 165 óta vannak időszakos írásos feljegyzései olyan napfoltokról, amelyek elég nagyok voltak ahhoz, hogy szabad szemmel (távcső nélkül) is láthatók legyenek (Wang és Li 2019, 2020). A napfolt-katalógusok vizsgálata az egy évtizednél rövidebb és a több évtizedes időskálán is jelentős változásokat tárt fel. Kimutatták mindenekelőtt az ún. „napfoltciklusok” létezését. A napfoltok száma a napfolt-minimum idején minimális, a napfolt-maximum időszakában pedig sok napfolt látszik, majd a napfoltszám a következő napfolt-minimum idejére újra csökkenni kezd. Ennek a „napfoltciklusnak” vagy „napi ciklusnak” a hossza általában körülbelül 11 év, ami 8 és 14 év között változhat. A napfoltok számában megfigyelhető 11 éves ciklus része a Hale-ciklusként ismert, 22 éves mágneses ciklusnak. A napfoltok számában ezen kívül több évtizedes, sőt évszázados trendek is megfigyelhetők. Az 1645 és 1715 közötti időszakban, amelyet „Maunder-minimum” néven ismernek (Soon és Yaskell 2003, Hoyt és Schatten 1998, Svalgaard és Schatten 2016, Vaquero et al. 2016, Usoskin et al. 2015), nagyon ritkán figyelték meg napfoltokat.

Nyilvánvaló, hogy a napfolt-aktivitás ezen változásai tükrözik a naptevékenység bizonyos aspektusait, és azt támasztják alá, hogy a Nap nem állandó csillag, hanem olyan, amelynek aktivitása rövid és hosszú időtartományban is jelentős változékonyságot mutat. Kezdetben úgy tűnt, hogy a napfolt-katalógusok izgalmas információforrást jelentenek a naptevékenység változásainak tanulmányozásához. Amint azonban a későbbiekben részletesebben tárgyalni fogjuk, még mindig nem világos, hogy a TSI változékonyságának mekkora része nyilvánul meg a napfoltok számában. Az a tény, hogy a napfoltszám nem az egyetlen fontos mértéke a naptevékenységnek (amint azt sok kutató implicit módon feltételezi, pl. Gil-Alana et al. (2014), igen egyszerűen belátható. Arról van szó, hogy a ~11 évente jelentkező napfoltminimum-időszak alatt a napfoltszám minimális, miközben a TSI nem csökken le nulla-közel értékre. A műholdas mérések szerint a napfoltok valóban csökkennek a Nap fényét, de paradox módon az átlagos TSI nagyobb a napfoltmaximumok időszakában, és kisebb a napfoltminimumok alatt (Willson és Hudson 1988, Lean és Foukal 1988, Foukal és Lean 1990, Willson és Hudson 1991).

A napfoltok és a TSI közötti látszólagos ellentmondás jelenlegi magyarázatait a 2.2 és 2.3 szakaszban tárgyaljuk. Mindenesetre azt a tényt, hogy a naptevékenység sokkal szélesebb fogalom, mint amit a napfoltszám jelezni képes, több mint egy évszázaddal ezelőtt Maunder és Maunder (1908) is felismerte. A „Maunder-minimum” névadói ezt írták: „...a napfoltok a Nap aktivitásának csak egyik, és talán nem is a legfontosabb tünete.” - Maunder és Maunder (1908), 189-190 o.; valamint: „Egy olyan [’nagy] napfolt, mint 1892. februári, önmagában óriási, de a Naphoz képest elenyészően kicsiny; az ekkora méretű foltok nem fordulnak elő gyakran, és csak nagyon rövid ideig láthatók. Ezért nincs elvi alapja azt gondolni, hogy a nagy napfoltszámú időszakokban jelentősebb visszaesés lenne a Nap fényében és melegében. Valójában, mivel a foltok körüli felület általában világosabb a szokásosnál, könnyen előfordulhat, hogy a nagy napfoltszám nem napsugárzás-csökkenést, hanem növekedést jelent.” - Maunder és Maunder (1908), 183. o.

A 20. század elején Langley, Abbott és mások a Smithsonian Astrophysical Observatory-ban (SAO) felismerték, hogy a TSI változékonyságának közvetlenebb becslésére van szükség (Langley 1904, Abbot 1911, Hoyt 1979a). 1902 és 1962 között majdnem folyamatosan mérték a „napállandót”, azaz a Föld átlagos naptávolságáról, azaz 1 csillagászati egységről (AU) érkező, területegységre jutó átlagos napsugárzási teljesítményt. Tény, hogy a napállandót explicit módon figyelembe vették a klímaváltozás megértéséhez. Egy projektismertető tanulmány (Langley 1904) címe: „A napsugárzás lehetséges változásáról és annak valószínű hatásáról a földi hőmérsékletekre”. Ugyanakkor tisztában voltak a Föld felszínére érkező napsugárzás változásának meghatározásával járó kihívásokkal is: „A Földre jutó napsugárzás meghatározása, amelyet a Föld légkörén kívül lehet mérni (és amit „napállandónak” nevezünk), viszonylag könnyű feladat lenne, ha nem jelentene szinte felülmúlhatatlan nehézséget egy olyan légkör létezése, amely fölé nem tudunk felemelkedni, csupán megpróbálhatjuk kiszámolni, mi lenne az eredmény, ha tudnánk.” (Langley 1904).

A TSI légkör alatti változásainak becslésével kapcsolatos probléma valódi mértéke a program későbbi szakaszában vált nyilvánvalóvá. Kezdetben, az első néhány év után úgy tűnt, hogy a TSI-ben 10% nagyságrendű változások történnek. Később azonban rájöttek, hogy véletlenül nagy (a sztratoszférát elérő) vulkánkitörések történtek a program kezdete idején: Mt. Pelée és La Soufrière (1902) és Santa Maria (1903), és az ezekből a kitörésekből származó sztratoszférikus por és aeroszol ideiglenesen csökkentette a napsugárzás átjutását az atmoszférán (Hoyt 1979a).

2.2 A vita a TSI változásáról a műholdas korszakban (1978-tól napjainkig)

A kutatók csak jóval később, a 20. század során rakéta- (Johnson 1954), léggömb- (Kosters és Murcray 1979) és űrbeli (Foukal et al. 1977) mérések segítségével lépték túl a földi korlátokat. Végül, amikor Hoyt (1979a) szisztematikusan áttekintette a teljes ~60 éves SAO napállandó projektet, sajnos úgy találta, hogy a megfigyelési időtartam alatt a napállandó lehetséges trendje valószínűleg kisebb a mérések hibahatáránál (~0,3%, Hoyt 1979a). Azonban a Nimbus 7 Earth Radiation Budget (ERB) műholdas misszió elindításával 1978-ban és a Solar Maximum Mission (SMM) Aktív Üreges Sugármérő Besugárzási Monitor 1 (ACRIM1: Active Cavity Radiometer Irradiance Monitor) műholdas missziójával 1980-ban végül lehetővé vált a bejövő TSI hosszú időtartamon át történő, rendszeres megfigyelése a Föld légköre fölött (Willson és Hudson 1988, 1991, Hoyt et al. 1992, Willson et al. 1981).

Bár minden műholdas misszió általában csak 10-15 évig szolgáltat TSI-adatokat, és az adatokat befolyásolhatják fokozatos, hosszú távú földpálya-sodródások és/vagy műszerhibák, amelyeket nehéz felismerni és számszerűsíteni (BenMoussa et al. 2013), a TSI-ről számos műholdas küldetés adott képet az említett két első amerikai misszió óta, ideértve az európai missziókat, például SOVAP/Picard (Meftah et al. 2014), a kínai missziókat (Fang et al. 2014, Wang et al. 2017), valamint a nemzetközi együttműködéseket, például VIRGO/SOHO (Fröhlich et al. 1997), és további amerikai missziókat, pl. ACRIMSAT/ACRIM3 (Willson 2014) és SORCE/TIM (Kopp 2016). Ezeknek köszönhetően lehetőségessé vált a TSI folyamatos idősorának összeállítása az 1970-es évek végétől napjainkig. Ehhez a különféle párhuzamos küldetésekből származó méréseket úgy kell át-méretezni, hogy az átfedés időszakában ugyanazok az értékek adódjanak.

Ezért ésszerűnek tűnhet feltételezni, hogy meglehetősen megbízható és objektív ismeretekkel kell rendelkezünk a TSI változásairól a műholdas korszakban, azaz 1978-tól mostanáig. Azonban még most, a műholdkorszakban is jelentős viták folynak arról, hogy pontosan milyen volt a TSI trendje (Scafetta 2011, Scafetta és Willson 2014, Soon et al. 2015, Scafetta et al. 2019, Beer et al. 2000, Dudok de Wit et al. 2017, Fröhlich 2012, Gueymard 2018). Számos egymással rivalizáló összetett adatkészlet létezik, amelyek mindegyike eltérő trendet mutat az 1970-es évek vége óta. Mindegyik kompozit megegyezik abban, hogy a TSI nagyjából 11 éves ciklust mutat, ami jól illeszkedik a korábban tárgyalt napfoltciklusokhoz. A különféle kompozitok azonban különböznek egymástól abban, hogy vannak-e bennük további, több évtizedes trendek.

A három ACRIM műholdas missziót (ACRIM1, ACRIM2 és ACRIM3) irányító ACRIM csoport kompozitja azt sugallja, hogy az 1980-as és 1990-es években a TSI valamelyest növekedett, de azóta kissé csökkent (Scafetta és Willson 2014, 2019, Scafetta et al. 2019, Willson 2014). A Belga Királyi Meteorológiai Intézet (RMIB) kompozitja azt sugallja, hogy a napfoltciklustól eltekintve a TSI meglehetősen állandó maradt, legalábbis az 1980-as évek óta (Dewitte és Nevens 2016). Eközben a Davosi Fizikai Meteorológiai Observatórium (PMOD) kompozit szerint a TSI az 1970-es évek vége óta folyamatosan csökken (Fröhlich 2009, 2012). További TSI műholdas kompozitokat Scafetta (2011), Dudok de Wit et al. (2017) és Gueymard (2018) készített.

A két fő rivális TSI műholdas kompozit az ACRIM és a PMOD. Amint a 3. szakaszban tárgyaljuk, a globális hőmérséklet az 1980-as és 1990-es években folyamatosan emelkedett, de a 20. század végétől lassulni látszott. Ezért a három rivális műholdas TSI-kompozitról szóló vitának meglehetősen nagy jelentősége van. Ha az ACRIM adatkészlet helyes, akkor a műholdas korszakban a globális hőmérsékleti trend nagy része a TSI változásainak tudható be (Willson és Mordvinov 2003, Scafetta és West 2008b, Scafetta 2009, 2011, Scafetta és Willson 2014, 2019 Scafetta et al. 2019, Willson 2014). Ha azonban a PMOD adatkészlet helyes (és az egyszerűség kedvéért lineáris kapcsolatot feltételezünk a TSI és a globális hőmérséklet között), akkor a TSI változásaiból fakadó globális hőmérsékleti trend a 1970-es évek vége óta hosszú távú globális lehűlést mutat. A PMOD adatkészlet tehát azt sugallja, hogy az 1970-es évek vége óta megfigyelt felmelegedés semennyire sem lehet a napváltozékonyság következménye, és hogy a felmelegedést más tényezők okozták, egyebek közt az üvegházgáz-koncentráció növekedése. Ez azt is jelenti, hogy a TSI változásai részben csökkentették az egyébként bekövetkező felmelegedést; ha a TSI tendenciája a későbbi évtizedekben megfordul, tovább gyorsíthatja a „globális felmelegedést” (Fröhlich 2009, Fröhlich és Lean 2002).

A PMOD-adatbázis politikailag „előnyösebb”, azaz jobban szolgálja az üvegházgázok kibocsátás-csökkentésére irányuló, folyamatos és jelentős politikai és társadalmi erőfeszítések igazolását, mert azt mutatja, hogy a 19. század vége óta megfigyelt globális felmelegedés főként az üvegházhatású gázoknak tulajdonítható. Amint azt Soon et al. (2015) tanulmánya tárgyalja, Dr. Judith Lean (a PMOD csoportból) egy 2003-as interjúban elismerte: épp ez volt az egyik motiváció az ACRIM-mel rivalizáló PMOD-adatbázis kidolgozására. *„Az a tény, hogy néhány ember ürügyként használhatja Willson eredményeit az [ACRIM adatkészletet], hogy semmit se tegyen az üvegházhatású gázok kibocsátása ellen, egyik oka annak, hogy úgy éreztük, magunknak kell átvizsgálni az adatokat”* - Dr. Judith Lean, interjú a NASA Földi Megfigyelőközpontjának 2003. augusztus (Lindsey 2003).

Zacharias (2014) is hasonlóképpen érvelt: politikailag volt fontos kizárni a Nap szerepének lehetőségét a közelmúltbeli globális felmelegedés okai közül. *„Nemcsak a tudományos közösség számára kívánatosak a meggyőző TSI idősorok, hanem a közvélemény éghajlatváltozással kapcsolatos növekvő érdeklődése szempontjából is, megakadályozva ezzel a klímaseptikusokat abban, hogy kihasználják ezeket az eltéréseket a TSI-közösségen belül, például hogy az antropogén felmelegedéssel szembeni tétlenség ürügyeként egy feltételezett szoláris hatásra hivatkozzanak”* - Zacharias (2014).

Nagya értékük, ha egyes olvasók Lean, Zacharias és mások érzelmeit osztják, kísértésbe ejtve másokat, hogy politikai érveket használjanak a folyamatban lévő tudományos viták eldöntéséhez. Ebben az összefüggésben az olvasók rengeteg cikket találhatnak, amelyeket akár tudományos igazolásként is felhasználhatók, például (Lean 2017, 2018, Meftah et al. 2014, Dudok de Wit et al. 2017,

Fröhlich 2009, 2012, Dewitte és Nevens 2016, Fröhlich és Lean 2002, Zacharias 2014, Kopp et al. 2016). Érdemes megjegyezni azt is, hogy úgy tűnik, az IPCC ezidáig legfrissebb (5.) értékelő jelentése a PMOD csoport mellett foglalt állást. (Ld. a kulcsmegbeszéléseket az IPCC (2013) (IPCC 2013a) 8.4.1. szakaszában.) Mindazonáltal arra szeretnénk ösztönözni az olvasót, hogy gondosan mérlegelje az ACRIM csoport által felhozott ellenérveket, pl. Willson és Mordvinov (2003), Scafetta és Willson (2014, 2019), Scafetta et al. (2019), Willson (2014). Véleményünk szerint ennek az elvárásnak a befolyásos IPCC-jelentések megfelelő szakaszának szerzői, azaz az IPCC (2013) 8.4.1. szakasza (IPCC 2013a) nem tettek eleget. Matthes et al. (2017) ajánlása, miszerint az ő új becslésük (amelyet az alábbiakban tárgyalunk) legyen az egyetlen naptevékenységi adatkészlet, amelyet a CMIP6 modellező csoportoknak (Matthes et al. 2017) figyelembe kell venniük az IPCC közelgő 6. értékelési jelentésében, még észszerűtlenebb, hiszen a különféle közzétett TSI-becslések között jelentős eltérések vannak. Nem veszi figyelembe azt a tényt, hogy Scafetta et al. (2019) szerint a Matthes et al. (2017) (vagyis az NRLTSI2 és a SATIRE) féle TSI proxy rekonstrukciók elmentmondanak az ACRIM 1 és az ACRIM 2 műholdas mérések során megfigyelt fontos jellemzőknek. Arra is bátorítanánk az olvasókat, hogy gondosan olvassák el a vita további diskuszióját (Soon et al. (2015)).

2.3 A műholdas korszak vitájának következményei a műholdas korszak előtti becslésekre

Az a vita, hogy melyik műholdas kompozit a legpontosabb, hatással van a műholdas korszak előtti TSI trendek értékelésére. Ma is zajlik a vita arról, hogy a TSI változékonysága mennyiben felel meg a napfolt adatok változékonyságának. Ez azért fontos, mert ha az illeszkedés nagyon szoros, akkor ez azt jelenti, hogy a napfoltmegfigyelések megbízható szoláris proxy-k lehetnek a műhold előtti korszakra vonatkozóan (megfelelő méretezés és kalibrálás után), de ha nem, akkor lehet, hogy más szoláris proxy-kat is figyelembe kell venni.

Az 1980-as években és az 1990-es évek elején a NIMBUS7/ERB és az ACRIMSAT/ACRIM1 műholdmissziók adatai a TSI változékonyságának ciklikus komponensére utaltak, amely erősen korrelált a napfoltciklussal. Vagyis amikor a napfoltok száma nőtt, a TSI is nőtt, és amikor a napfoltok száma csökkent, akkor a TSI is csökkent (Willson és Hudson 1988, 1991, Lean és Foukal 1988, Foukal és Lean 1990, Hoyt et al. 1992, Wade 1995, Willson 1997). Ezt nem lehetett előre tudni. És nem volt intuitív sem, hiszen a napfoltok „sötétebbek”, és ez alapján az várható, hogy több napfolt miatt a Nap „kevésbé” lesz „fényes”, tehát alacsonyabb lesz a TSI. Az ACRIM1 műholdas misszió első hat hónapjának adatai arra utalnak, hogy lehet, hogy így van, mert „*a kb. 1 százalékos, legfeljebb 0,2 százalékos besugárzás két nagy csökkenése erősen korrelált a napfoltcsoportok fejlődésével*” – Willson et al. (1981).

Úgy tűnik azonban, hogy a napfoltciklus szorosan összefügg a „faculák” (napfáklyák) és a „mágneses hálózat” változásával is, amelyek a Nap fotoszférájához is társuló, különféle típusú időszakos mágneses jelenségek. Azzal az eltéréssel, hogy ezek a jelenségek „fényes” foltokként és jellemzőkként jelennek meg. Ma már felismerték, hogy a Nap jelenleg „napfáklyák uralta csillag”. Vagyis – annak ellenére, hogy a napfoltok önmagukban is úgy tűnik, hogy csökkentik a TSI-t – a napfoltok számának növekedésével a napfáklyák és más fényes jellemzők száma is növekszik, növekszik a TSI, és így a nettó eredmény a TSI növekedése. Vagyis a napfáklyáktól származó fénynövekedés felülmúlja a napfoltokból származó tompulást (vagyis a napfáklya/napfolt hozzájárulási aránya a TSI-hez nagyobb, mint 1). A fiatalabb és aktívabb csillagok esetében úgy gondolják, hogy a relatív hozzájárulás általában fordított (vagyis az arány kisebb, mint 1), a csillag besugárzásának változásaiban „a foltok dominálnak” (Lockwood et al. 2007, Hall et al. 2009, Reinhold et al. 2019).

Mindenesetre mára eléggé bizonyossá vált, hogy a napfoltciklus során a TSI kissé növekszik, majd csökken (párhuzamosan a napfoltszám emelkedésével és csökkenésével, ami nagyjából párhuzamosan növekszik és csökken a napfáklyákban és a mágneses hálózat jellemzőiben) (Willson és Hudson 1988, 1991, Lean és Foukal 1988, Foukal és Lean 1990, Hoyt et al. 1992, Wade 1995, Willson 1997). A jelenlegi, a műholdkorszak előtti TSI rekonstrukciók közül sok ezen a megfigyelésen alapul. Vagyis a TSI múltbeli trendjeinek becslésére vonatkozó közös megközelítés a következő három lépést tartalmazza:

1. Becsüljük meg az összefüggést a napfoltok, a napfáklyák és a TSI közötti kölcsönhatások leírására a műholdas korszakban.
2. Tételezzük fel, hogy ez az összefüggés legalább az elmúlt évszázadokban meglehetősen állandó maradt.
3. Alkalmazzuk ezt az összefüggést egy vagy több napfolt-adatkészletre, és ennek figyelembevételével terjesszük ki a TSI rekonstrukcióját 1874-ig visszamenően napfoltterületekre (Foukal és Lean 1990, Wang et al. 2005); illetve 1700-ig visszamenően napfoltszámokra Clette et al. (2014), Clette és Lefèvre (2016) vagy 1610-ig visszamenően foltcsoportszámokra Hoyt és Schatten (1998), Svalgaard és Schatten (2016) alapján.

Időnként ugyan végeznek további számításokat és/vagy bevonnak rövid időtávú sugárzási proxy-kat, de az alapvető megközelítés ez, amit például Foukal és Lean (1990), Lean (2000), Solanki et al. (2000, 2002), Wang et al. (2005), Krivova et al. (2007, 2010) is képvisel. Soon et al. (2015) megjegyezte, hogy a szakirodalomban publikált TSI-rekonstrukciók közötti hasonlóságok azzal magyarázhatók, hogy szinte mindenki a napfolt-adatkészletekre támaszkodik.

Vajon a napfáklyák, a napfoltok és a TSI kapcsolata állandónak tekinthető-e több évtizedes, sőt évszázados időkeretek között? 'Továbbá, az úgynevezett „csendes” naprégió tökéletesen állandó marad-e a napfolt- és a napfáklya ciklusokban megfigyelt több évtizedes és évszázados változások ellenére is? Indokolt-e annak a feltételezése, hogy a naptevékenységnek nincsenek a TSI változékonyságát befolyásoló más megnyilvánulásai? Ha ezekre a kérdésekre a válasz igen, akkor használhatjuk a napfolt-rekordot TSI proxy-ként, ennek megfelelően végezhetjük el a méretezést, és így a műholdas mérési sorozatot a 17. századra is kiterjeszthetjük. Ez sokkal egyszerűbbé tenné a dolgot. Ez azt jelentené, hogy gyakorlatilag még Galileo Galilei is képes lett volna 16. század eleji távcsövével majdnem ugyanannyit mondani az akkori TSI változásokról, mint egy mai (nagyon magas költségvetésű) napfigyelő műholdmisszió. Egyedül a napfoltszámot TSI-re átszámító megfelelő skálázási összefüggés nem állt a rendelkezésére.

Ha a PMOD vagy hasonló műholdas kompozitok helyesek, akkor úgy tűnik, hogy a műholdas korszakban (1978-tól napjainkig) a TSI-ben a napfoltciklus jelenti a fő változékonyságot, és hogy a napfáklyák, a napfoltok, valamint a TSI közötti összefüggés meglehetősen állandónak tekinthető. Ennek az az oka, hogy a PMOD kompozit trendjei a teljes műholdmegfigyelési időintervallumban erősen korrelálnak a napfoltszám tendenciáival. Az ACRIM kompozitnak van egy olyan összetevője, ami erősen korrelál a napfolt-ciklussal (és a napfáklya-ciklussal), és ez azt jelenti, hogy a napfényességben vannak további több évtizedes trendek is. Ezek azonban rejtve maradnak, ha a napfoltok és a napfáklyák közötti lineáris kapcsolat feltételezzük (Rempel (2020)). Legújabb modellezése és elemzése szerint a csendes-Nap térerősségének napciklusok közötti 10%-os változása további TSI-változáshoz vezethet, amely nagyságrendileg összehasonlítható a napciklus során mért értékkel. Ezért, ha az ACRIM kompozit helyes, akkor elkerülhetetlenül figyelembe kell venni további olyan naptevékenység proxy-kat, amelyek képesek megragadni ezeket a nem napfoltszámhoz kapcsolódó több évtizedes trendeket.

Néhányan már találtak a napmegfigyelési adatbázisokban több olyan idősort is, amelyek - úgy tűnik, hogy - az alapnak tekintett napfoltszámon túlmenő napváltozási megnyilvánulásokat ragadnak meg, pl. Hoyt és Schatten (1993, 1997), Livingston (1994), Hoyt (1979b), Friis-Christensen és Lassen (1991), Solanki és Fligge (1998), Nesme-Ribes et al. (1993), Lean et al. (1995). Ilyen például a napfoltok átlagos umbra/penumbra aránya (Hoyt 1979b), a napfoltciklusok hossza (Solheim et al. (2012), Beer et al. (2000), Friis-Christensen és Lassen (1991), Solanki és Fligge (1998), Lassen és Friis-Christensen (1995), Soon et al. (1994), Butler (1994), Zhou és Butler (1998), a Nap forgási sebessége Nesme-Ribes et al. (1993), a napfoltszám „burkolója”, Lean et al. (1995), a 10,7 cm-es mikrohullámú napkibocsátás változékonysága Labitzke és van Loon (1988), Foukal (1998a), az ún. plage területek (pl. Ca II K spektrális heliogramokból; a kifejezés - franciául fővenystrand, „beach”, - sziporkázóan fényes területeket jelent) (Foukal 1998a,b, Foukal et al. 2009, Foukal 2012), poláris napfáklyák (Le Mouél et al. 2019a, 2019c, 2020a), és fehér fényű napfáklya-területek (Foukal 1993, 2015). Hasonlóan hasznos lehet egy másik kapcsolódó napfolt proxy: a napfolt bomlási üteme. Hoyt és Schatten (1993) megjegyezték, hogy a gyors eltűnési ütem fokozott napkonvekcióra, és ennél fogva fényesebb Napra utal, míg a lassabb ütem ennek az ellenkezőjét jelzi. Vannak arra jelek, hogy

a Maunder-minimum ideje alatt a bomlási ütem nagyon lassú volt Hoyt és Schatten (1993), ami a 17. század közepétől a század végéig halványabb Napra utal. Owens et al. (2017) kidolgozta a napszél rekonstrukcióját 1617-ig visszamenően. Eszerint a Maunder-minimum során a napszél sebessége fele lehetett a mostaninak Owens et al. (2017). A kutatók figyelembe vették a geomágneses tevékenység különféle megnyilvánulásaira vonatkozó megfigyeléseket is, mivel úgy tűnik, hogy a Föld mágneses terét erőteljesen befolyásolja a naptevékenység (Le Mouél et al. 2019b,c, Duhau és Martínez 1995, Cliver et al. 1998, Richardson et al. 2002, Duhau és Jager 2012).

Számos egyéb szoláris proxy létezik, ami a hosszú távú napváltozékonyság további különböző aspektusait ragadhatja meg, lásd például Livingston (1994), Soon et al. (2014, 2015). Különösen érdemes kiemelni a kozmogén izotóprekordok, például a ^{14}C vagy a ^{10}Be Usoskin et al. (2009) alkalmazását, mivel ezeket több TSI-rekonstrukció is figyelembe veszi. A kozmogén izotóprekordokat az 1960-as évektől kezdve a naptevékenység hosszú távú proxy-jaként használták (Stuiver 1961, Suess 1965, Damon 1968, Suess 1968), Eddy 1977). Kozmogén izotópok, például ^{14}C vagy ^{10}Be a légkörben galaktikus kozmikus sugarak útján termelődnek. Amikor azonban a Nap aktivitása megnő, a Földre érő napszél is erősebbé válik. Ez általában csökkenti a bejövő kozmikus sugarak fluxusát, tehát csökkenti ezen izotópok termelési sebességét és mennyiségét.

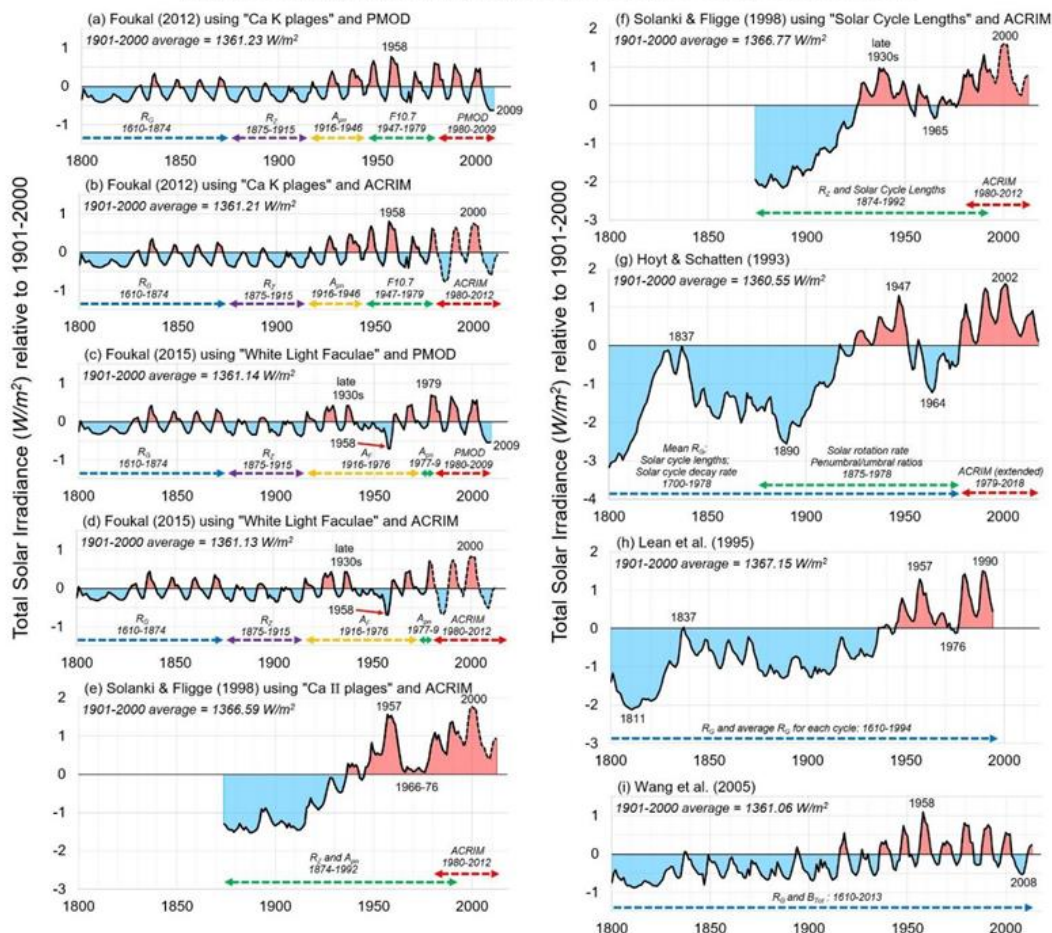
Ezek az izotópok különféle beépülések következtében hosszú időtávon megfigyelhetők, például fotoszintézis révén évgűrűkben. Ezért ezen relatív izotóp-koncentrációk időbeli változásainak tanulmányozásával (például évgűrűkben) fel lehet állítani egy becslést az átlagos naptevékenység több évtizedes-évszázados, sőt évezredes változásaira. Mivel a légkör meglehetősen jól keveredik, ezeknek az izotópoknak a koncentrációja több év alatt is csak lassan változik, és így a 8-14 éves napfolt-ciklus mérsékeltebben van jelen ezekben a szoláris proxy-kban. Stefani et al. (2020) még mindig nagyon jó egyezést talált a ^{14}C vagy ^{10}Be szoláris proxy-k és Schöve (1955) becslései alapján a napaktivitás maximumai között, amelyek Kr.e. 240-ig visszamenő történelmi aurora borealis megfigyeléseken alapultak. Ezenkívül a nyilvántartások sokkal hosszabb időszakokra is kiterjedhetnek, és így különösen érdekesek a több évtizedes, évszázados és évezredes változékonyság tanulmányozása szempontjából.

Megjegyezzük, hogy számos tanulmány hangsúlyozza a különböző szoláris proxy-k közötti hasonlóságokat, ld. Lockwood és Fröhlich (2007), Gray et al. (2010), Lockwood (2012), Lean (2017), Gueymard (2018), Foukal (1998a). Egyetértünk azzal, hogy ez fontos, de azt mondjuk, hogy a szembeállítás ugyanolyan fontos, mint az összehasonlítás. Annak érdekében, hogy képet alkothassunk a szoláris proxy-választás és a TSI műholdkompozit-kiválasztás TSI rekonstrukcióra kifejtett hatásáról, az 1. ábrán több különböző, a szakirodalomból vett és/vagy a szakirodalomból adaptált TSI rekonstrukciót mutatunk. (A Kiegészítő anyagok mind a 9 rekonstrukciót tartalmazzák.)

Foukal (2012, 2015) Wang et al. (2005) rekonstrukciójához hasonló megközelítést alkalmazott, de kissé eltérő napsugárzási proxikat használt a 20. század műholdak előtti időszakában. Foukal (2012) 10,7 cm-es mikrohullámú emissziót használt az 1947–1979-es időszakra, és fényesebb területeket, kromoszférikus fáklyákat, plage-okat (Ca II K spektroheliogramokból) az 1916–1946-os időszakra. Foukal (2015) a napfáklya területeket (fehér fényű észlelésekből) használt az 1916–1976 időszakra. Ezzel szemben Wang et al. (2005) túlnyomórészt csoportos napfolt-sorozatokra támaszkodott a műhold előtti korszakban (skálázást követően, hogy figyelembe vegyék a napfolt/napfáklya/TSI kapcsolatokat a műholdkorszakban). Ezt a három különböző rekonstrukciót az 1. (a), (c) és (i) ábra szerint ábrázoljuk. Mindhárom rekonstrukció sok közös vonással rendelkezik, például mindegyiknek nagyon hangsúlyos ~11 éves napciklus-összetevője van, és mindegyik maga után vonja a TSI általános növekedését a 19. századtól a 20. század közepéig, majd máig tartó általános csökkenés következik be.

Van azonban két jelentős különbség közöttük. Először: a Wang et al. (2005) rekonstrukciójában a TSI valamivel nagyobb növekedést mutat a 19. századtól a 20. századig. Másrészt míg Foukal (2012) és Wang et al. (2005) szerint 1958-ban a TSI maximális volt, Foukal (2015) rekonstrukciója 1958-ban viszonylag alacsony TSI-t jelez. Ő a TSI-ben két 20. századi csúcsot talált: egyet az 1930-as évek végén, egy másikat 1979-ben, azaz a műholdkorszak kezdetén.

Effects of varying solar proxies and satellite composite choices



1. ábra. Különböző TSI-rekonstrukciók, amelyek a műhold előtti korszakban használt szoláris proxy-k és a műholdkorszakban használt TSI-k megválasztásának variálásával hozhatók létre. A PMOD-ot használó Foukal (2012, 2015) időszakok a <http://heliophysics.com/solardata.shtml> webhelyről lettek letöltve (Hozzáférés: 2020.06.20). Az egyenértékű ACRIM idősorok át lettek méretezve az ACRIM TSI kompozit éves átlagának megfelelően, amelyek a <http://www.acrim.com/Data%20Products.htm> webhelyről lettek letöltve (Hozzáférés ideje: 2020.07.01.). A két Solanki és Fligge (1998) idősor a tanulmány 3. ábrájából lett digitalizálva, ami 2012-ig meg lett hosszabbítva az ACRIM frissített éves átlagával. A Hoyt és Schatten (1993) sorozatot Scafetta et al. (2019) dolgozta fel. Wang et al. (2005) és Lean et al. (1995) sorozatainak forrása: Soon et al. (2015).

Mindhárom rekonstrukció azt sugallja, hogy a globális felmelegedés oka nem lehet TSI-növekedés, legalábbis 1979 óta. (Foukal (2012) és Wang et al. (2005) rekonstrukciója szerint legalább 1958 óta.)

Mindhárom rekonstrukció PMOD műholdkompozit (és nem ACRIM kompozit) alapján készült. Ezért az 1. (b) és (d) ábrán az 1980-2012-es időszakra Foukal (2012) és (2015) rekonstrukcióit a PMOD-ról ACRIM sorozatra módosítottuk. Azaz ACRIM idősorokat úgy skáláztuk át, hogy az átlagos TSI azonos legyen az átfedések közös időszakában: 1980-2009 között.

Az ACRIM kompozit a TSI általános növekedését mutatja 1980-tól 2000-ig, majd a jelenbe nyúló általános csökkenés következik. A PMOD kompozit a teljes időszakon át a TSI általános csökkenését mutatja, ami jelentősen megváltoztatja a hosszú távú trendeket. Foukal (2012 és 2015) módosított változata azt sugallja, hogy a TSI 1958-as csúcsát 2000-ben egy hasonló második csúcs követi. Ez arra utal, hogy az 1970-es évek és 2000 közötti globális felmelegedés legalább egy részét a TSI növekedése okozhatta, azaz ellentmond Foukal (2012) kulcskövetkeztetéseinek. A módosított Foukal (2015) rekonstrukció még egyértelműbb. Ez azt jelenti, hogy a TSI az 1930-as évek végén

érte el egy kezdeti csúcst, majd 1958-ig csökkent, aztán 2000-ben a maximumra emelkedett. Amint azt a 3. szakaszban tárgyaljuk, ez nagyon hasonlít az északi félteke számos hőmérsékleti becsléséhez. Ezért a módosított Foukal (2015) legalábbis nincs ellentmondásban azzal, hogy a globális hőmérséklet elsődleges hajtóereje az egész 20. században a TSI lehetett.

Mindezek az elfogadható módosítások ugyan megváltoztathatják a TSI különböző csúcsainak és bemélyedéseinek relatív nagyságát és idejét, Soon et al. (2015) és Scafetta et al. (2019) e rekonstrukciókat mégis „kis változékonyságúnak” nevezte. Vagyis a TSI több évtizedes tendenciái viszonylag szerénynek tűnnek a ~11 éves napciklus-komponensben meglévő emelkedéshez és csökkenéshez képest. Amint azt a 2.6. szakaszban tárgyaljuk, sok kutató bizonyítékot talált arra, hogy a közép-troposzféra és a sztratoszféra tartományában ~11 éves hőmérsékleti ingadozások vannak (Labitzke és van Loon 1988, van Loon és Labitzke 2000, Labitzke 2005, Salby és Callaghan 2000, 2004, 2006, van Loon és Shea 1999), Labitzke és Kunze 2012, Camp és Tung 2007b Frame és Gray 2010, Zhou és Tung 2013, van Loon H és Shea 2000, Hood és Soukharev 2012), és ezeket összefüggésbe hozták a Napból bejövő ultraibolya-besugárzás ~11 éves periódusával és hangsúlyosan megjelenő változékonyságával, ld. Haigh (1994, 2003), Lean et al. (1997), Haigh és Blackburn (2006), Rind et al. (2008), Shindell et al. (2020), Kodera és Kuroda (2002), Hood (2003, 2016), Matthes et al (2006). A földfelszíni hőmérséklet-változás azonban a ~11 éves ciklus alatt csak 0,02–0,2 °C nagyságrendűnek tűnik (Shaviv 2008, White et al. 1997, 1998, Douglass és Clader 2002, Camp és Tung 2007a, Zhou és Tung 2010). Egyes kutatók azzal érveltek, hogy az óceánok viszonylag nagy hőkapacitása évtizedes időléptékekben „kaloriméterként” összegezheti a bejövő TSI-t (annak felszínre jutó részét), ami azt sejteti, hogy a több évtizedes trendek az éghajlatváltozás szempontjából relevánsabbak, mint az éves változékonyság (Shaviv 2008, Ziskin és Shaviv 2012, Reid 1987, 1991, 2000, Soon és Legates 2013). Mások azzal érveltek, hogy ezek a viszonylag kicsi hőmérséklet-változások közvetett módon mégis befolyásolhatják az éghajlatot, például a légköri keringési mintázatokat megváltoztatása révén (van Loon és Meehl et al. 2009). Úgy tűnik, hogy ez a megfigyelés sok kutatót meggyőzött (ideértve az IPCC jelentéseket (IPCC 2013a) is), úgyhogy a „csekély változékonyságú” rekonstrukciókra támaszkodnak. Így a TSI a 19. század óta megfigyelt felmelegedésből néhány tized °C-nál többre nem adhat magyarázatot pl. (IPCC 2013a, Crowley 2000, Laut 2003, Haigh 2003, Damon és Laut 2004, Foukal et al. 2006, Bard és Frank 2006, Benestad és Schmidt 2009, Gray et al. 2010, Lockwood 2012, Gil-Alana et al. 2014, Lean 2017). Ezeket a versengő hipotéziseket és a folyamatban lévő vitákat (amelyekben jelen írás több társszerzője is aktívan részt vesz) a 2.6. szakaszban tárgyaljuk. Ezek akkor válnak különösen fontossá, ha a TSI valódi rekonstrukciója valóban „csekély változékonyságú”, azaz a 11 éves ciklus dominál.

Másrészt vegyük fontolóra azt, hogy a TSI valódi rekonstrukciója „nagy változékonyságú” is lehet. Az 1. (e) - (h) ábrán négy ilyen „nagy változékonyságú” kombinációt veszünk figyelembe, és a 2.4. szakaszban ezeket részleteiben is megtárgyaljuk. Mind a négy rekonstrukció tartalmaz egy ~11 éves napciklus-komponenst, például „csekély változékonyságú” rekonstrukciókat, de úgy tűnik belőlük, hogy a kvázi-ciklikus komponenst jelentős nagyságú, több évtizedes trendekre ülnek rá. A ~11 éves ciklus általában a napfoltszám-adatsorokból származtatott szoláris proxy-komponensekből ered (mint például az csekély változékonyságú rekonstrukciók esetében), míg a több évtizedes trendek többnyire más szoláris proxy-komponensekből származnak.

Solanki és Fligge (1998) két alternatív proxy-t tekintettek több évtizedes komponensként, és a két egyedi komponens által leírt burkolót egyetlen rekonstrukcióként, hibasávokkal együtt kezelték. Solanki és Fligge (1999) azt is javasolták, hogy ezt a rekonstrukciót Hoyt és Schatten (1998) foltsoportszám idősorának (mint az 1874 előtti időszakra alkalmazható szoláris proxynak) felhasználásával egészen 1610-ig hosszabbítsák meg. Az 1. (e) és (f) ábrákon azonban mindkét komponenst külön rekonstrukcióként kezeltük. Ezeket Solanki és Fligge (1998) 3. ábrájából digitalizáltuk, majd a frissített ACRIM műholdkompozit segítségével 2012-ig meghosszabbítottuk. Mindkét rekonstrukció meglehetősen hasonló. Ily módon a 19. század végétől egészen a 20. század végéig a TSI jelentős növekedését láthatjuk (a csekély változékonyságot mutató becslésekkel ellentétben). Mindkét rekonstrukció utal arra is, hogy a hosszú időtávú TSI növekedés a 20. század közepének

csúcsától az 1960-as évek közepéig megszakadt. A Ca II K plage-területek felhasználásával végzett rekonstrukció (1e. ábra) szerint a 20. század közepi csúcs 1957-ben következett be, míg a napciklus hosszának felhasználásával végzett rekonstrukció (1f. ábra) szerint a 20. század közepi csúcs az 1930-as évek végén volt, továbbá a TSI az 1940-es évektől 1965-ig csökkent. A 20. század közepi csúcs időzítését tekintve érdemes megjegyezni, hogy Scafetta (2012a) az 1940-es évek közepén minimumot talált a közepes földrajzi szélességeken észlelt sarkifény-gyakoriságban, a napaktivitás megnövekedésének indikátorában Scafetta (2012a).

Az 1. (g) ábra bemutatja Hoyt és Schatten (1993) frissített TSI rekonstrukcióját. Az eredeti Hoyt és Schatten (1993) rekonstrukciót a műholdas korszakhoz a NIMBUS7/ERB idősorok felhasználásával kalibrálták (Hoyt et al. (1992). Úgyhogy Scafetta és Willson (2014), újabban pedig Scafetta et al. (2019) azóta frissítette e rekonstrukciót: 2013-ig az ACRIM kompozittal, a jelenig pedig a VIRGO és a SORCE/TIM rekordok felhasználásával. A Hoyt és Schatten (1993)-féle rekonstrukció meglehetősen hasonló a két Solanki és Fligge (1998) rekonstrukcióhoz, azzal a különbséggel, hogy ez a TSI-ben a 20. század közepétől az 1960-as évekig nagyobb csökkenést mutat, és a 20. század közepének csúcsát 1947-re teszi.

Megjegyezzük, hogy a szakirodalomban Hoyt és Schatten (1993) rekonstrukciójával összefüggésben jó néhány félreértés is keletkezett. Fröhlich és Lean (2002) például tévesen arról számoltak be, hogy „...Hoyt és Schatten (1993) a napciklus időtartamán alapul, míg a többiek a ciklus amplitúdóját használják”. Ezért – Lean et al. (1995)-hoz hasonlóan – hangsúlyoznunk kell, hogy Hoyt és Schatten (1993) rekonstrukciója tartalmazta mind a napfoltok számát, mind a napfolt számok burkolóját, és – ellentétben az egyéb rekonstrukciók többségével – több további szoláris proxy-t is tartalmazott. Hangsúlyoznunk kell azt is, hogy a széles körben használt foltcsoportszám („Group Sunspot Number”) adatkészletet leíró Hoyt és Schatten (1998) tanulmány teljesen külön elemzés, bár a motiváció részben Hoyt és Schatten (1993)-tól ered.

Lean et al. (1995) rekonstrukciója (1. (h) ábra) a TSI hosszú távú növekedését mutatja a 19. század óta. Látszik a 20. század közepének első csúcsa; ezúttal 1957-ben, vagyis hasonlóan az 1. (e) ábrához. Lean et al. (1995) rekonstrukciója Foukal és Lean (1990) rekonstrukcióján alapult, és ebből alakult ki Lean (2000) munkája, majd ebből Wang et al. (2005), aztán abból született a Coddington et al. (2016) rekonstrukció, ami – amint azt a 2.4. szakaszban tárgyaljuk – a nemrégiben megjelent Matthes et al. (2017) rekonstrukció alapja. Soon et al. (2015) azonban empirikus alapon megjegyezte (ld. 9. ábrájukat), hogy az evolúció fő nettó hatása – Lean et al. (1995)-től kezdve Lean (2000)-on át egészen Wang et al. (2005)-ig – az volt, hogy csökkentsék a több évtizedes TSI trendek nagyságát, vagyis a „csekély változékonyságú” rekonstrukciókra tereljük a figyelmet. Megjegyezzük, hogy Coddington et al. (2016) és Matthes et al. (2017) tovább folytatta ezt a gyakorlatot. Egy másik változás ebben a rekonstrukciós családban az, hogy az ACRIM műholdkompozit helyett újabban a PMOD műholdkompozitot használják (ami talán nem meglepő, hiszen Lean PMOD-csapattag volt, amint azt a 2.2. szakaszban is megemlítjük, és a neve az e családban született mindegyik rekonstrukcióban szerepel a társzerzők között).

A rengeteg vita mindarról, hogy vajon a nagy változékonyságú rekonstrukciók pontosabbak-e vagy a kis változékonyságúak, valójában annak a kérdésnek a megválaszolására irányul, hogy léteznek-e olyan több évtizedes trendek, amelyek a napfoltok által leírt ~11 éves napciklusban nem tükröződnek. Mindez részleges átfedésben van az ACRIM kontra PMOD vitával. A PMOD szerint ugyanis a TSI és a napfoltszám között nagyon szoros összefüggés áll fenn (a napfoltok és a napfáklyák között a műholdkorszakban tapasztalt korreláció alapján gondolják így), míg az ACRIM-kompozit több évtizedes trendek meglétét is megengedi (Scafetta 2011, Scafetta és Willson 2014, Soon et al. 2015, Scafetta et al. 2019, Dudok de Wit et al. 2017, Fröhlich 2012; Gueymard 2018).

Ennek a megválaszolása mindmáig komoly kihívást jelent. Amint korábban kifejtettük, a műholdas korszakban a TSI ~11 éves ciklikus eltérései egyértelműen jól korrelálnak a hasonló időkereteket meghaladó napfáklyák, plage-ok (fényesebb területek: kromoszférikus fáklyák), valamint napfoltok területén tapasztalható trendekkel (Willson és Hudson 1988, 1991, Lean és Foukal 1988, Foukal és Lean 1990, Hoyt et al. 1992, Wade 1995, Willson 1997). Rövidebb időintervallumokat tekintve azonban a TSI valójában antikorrrelációban van a napfolt területtel (Willson et al. 1981, Eddy et al. 1982). Ezért a TSI ~11 éves, a napfoltok számával párhuzamos emelkedése és csökkenése

se nem a napfoltok számának tudható be, hanem annak a következménye lehet, hogy a napfoltok számának emelkedése és csökkenése arányosan korrelál a napfáklya- és a kromoszférikus fáklya számmal. Kuhn et al. (1988) azzal érvelt, hogy „... a napfoltokban és a napfáklyákban megfigyelhető napciklus-változékonyság nem képes számot adni a teljes [TSI] változékonyságáról”, és hogy „... a teljes változékonyság figyelembevételéhez egy harmadik komponensre is szükség van” (Kuhn et al. 1988). Ezért, noha egyes kutatók, például Lean et al. (1998) szerint „...a napfoltokon és napfáklyákon kívül nincs szükség további összetevőre” (Lean et al. 1998, Kuhn és Libbrecht 1991, Kuhn et al. 1998, 1999, Kuhn 2004, Armstrong 2004) továbbra is azzal érvelt, hogy „a napfoltok és az aktív régió napfáklyái [önmagukban] nem magyarázzák meg a napciklus során megfigyelt besugárzási változékonyságot” (Kuhn 2004), és hogy valószínűleg létezik „a besugárzás változékonyságának egy harmadik összetevője”, ami „nem napfáklya- és nem napfolt-hozzájárulás” (Kuhn & Libbrecht 1991). Li, Xu et al. munkája összhangban áll Kuhn és munkatársai értékelésével, pl. (Li et al. 2012, 2016, Xu et al. 2017, Li et al. 2020a), annyiban, hogy megmutatták: a TSI változékonysága többféle frekvenciaelemre bontható (Li et al. 2012); hogy a különböző napaktivitási indexek és a TSI közötti kapcsolatok egymástól eltérnek (Li et al. 2016, 2020a); és hogy a napfoltszám- TSI kapcsolat ciklusonként változik (Xu et al. 2017). Ahhoz, hogy a két legutóbbi napciklus során megfigyelt TSI-változékonyság pontosan reprodukálható legyen, Fontenla és Landi (2018) úgy találta, hogy az egyszerű napfolt, valamint a korábban leírt napfáklya modell helyett kilenc különböző szoláris jellemzőt kell figyelembe venni, amelyekhez földi csillagászati megfigyelőközpontokból származó napképeket használtak fel.

Mielőtt megállapíthatnánk, hogy mely TSI rekonstrukciók a legpontosabbak, foglaljuk össze a kulcsfontosságú viták lényegét:

1. Melyik műholdkompozit a legpontosabb? Vajon a PMOD helyes-e, ami azt mutatja, hogy a TSI a műholdas korszakban általában csökkent, vagy az ACRIM helytálló, ami szerint a TSI az 1980-as és 1990-es években nőtt, mielőtt csökkenésbe ment volna át?
2. A nagy vagy a kis változékonyságú rekonstrukciót célszerű-e alkalmazni? Másképpen mondva: uralja-e a TSI változékonyságát a ~11 éves napciklus, vagy léteznek-e a ciklusok között is jelentős, több évtizedes trendek?
3. Mikor következett be a 20. század közepének csúcsa, továbbá hogy mennyit és mennyi ideig csökkent a TSI e csúcs után?

Az ezekre a kérdésekre adott válaszok lényegesen befolyásolják a TSI időbeli változásának megértését. Például Velasco Herrera et al. (2015) gépi tanulást és négy különböző TSI rekonstrukciót használt a betanítási fázisban, hogy 2100-ig előre-, és 1000-ig visszafelé extrapolálhassanak. Az általuk kapott eredmények sok közös vonást mutattak, de attól is függték, hogy PMOD-ot vagy ACRIM-et használták-e, valamint hogy jelentős vagy csekély Nap-változékonyságú rekonstrukciót alkalmaztak-e. Megjegyezzük közvetőleg, hogy e kombinációk új naptevékenységi minimumra utalnak, amely 2002-2004 táján kezdődött, és nagyjából 2063-2075-ig tart.

Amennyiben ezek az előrejelzések helyesek, akkor a jövőbeli éghajlatváltozásra gyakorolt lehetséges hatás mellett a napenergia 21. századi hiányának komoly következményei lehetnek az élelmi-szer-termelésre; az egészségre; a Nap-függő erőforrások használhatóságára; és tágabb értelemben is számos emberi tevékenységet érinthet (Velasco Herrera et al. 2015).

2.4 Tizenhat különféle becslés a TSI változásaira a 19. század óta, és még korábbra visszamenően

Soon et al. (2015) nyolc különböző TSI rekonstrukciót azonosított (lásd a cikk 8. ábráját). Ezekből a CMIP5 modellező csoportok az IPCC 5. értékelő jelentéséhez benyújtott időbeni visszafelé jelzésekhez csak négyet használtak: a fent ismertetett Wang et al. (2005), továbbá Krivova et al. (2007), Steinhilber et al. (2009), Vieira et al. (2011). Véletlenül mind a négy nagyon csekély napváltozékonyságú (és a TSI-ben általános csökkenés is van, az 1950-es évek óta). Azonban Soon et al. (2015) másik négy, legalább ugyanilyen kézenfekvő TSI rekonstrukciót is beazonosított – közöttük vannak Hoyt és Schatten (1993) és Lean et al. (1995) fentebb ismertetett rekonstrukciói. Figyelemre

méltó, hogy mind a négy sokkal nagyobb napváltozékonyságot mutat. Ez a két halmaz a 2.3. szakaszban tárgyalt „jelentős napváltozékonyság” és „csekély napváltozékonyság” rekonstrukciók, amelyekre mind Soon et al. (2015) és újabban Scafetta et al. (2019) hivatkoztak.

Azóta nyolc további becslést javasoltak: négy csekély és négy jelentős napváltozékonyságút. Coddington et al. (2016) olyan becslést fejlesztett ki Wang et al. (2005) alapján, amely még tovább csökkentette a napváltozást (PMOD-alapú napfolt/napfáklya modellt használva). Nemrégiben Matthes et al. (2017) átlagot képzett Coddington et al. (2016) becslése és Krivova et al. (2007, 2010) hasonlóan alacsony variabilitású becslése között, és ezt javasolta új becslésként. Sőt, Matthes et al. (2017) azt javasolta, hogy ez az új becslés legyen az egyetlen naptevékenységi adatkészlet, amelyet a CMIP6 modellező csoportok figyelembe vesznek (Matthes et al. 2017). Nyilvánvaló, hogy Matthes et al. (2017) CMIP6 csoportoknak szóló ajánlása ellentétes Soon et al. (2015) velük versengő ajánlásával, ami a TSI-rekonstrukciók átfogóbb körét javasolja mérlegelni.

A 2. ábrán Soon et al. (2015)-ből átvéve ábrázoljuk a négy „csekély napváltozékonyságú” rekonstrukciót, a két új „kisváltozékonyságú” becslést, valamint Dr. Leif Svalgaard (Stanfordi Egyetem, USA) további két becslését, amelyek a szakirodalomban még nem jelentek meg, de Svalgaard webhelyén elérhetők [<https://leif.org/research/download-data.htm>, letöltve: 2020.03.27.-én], és internetes fórumokon vitatkoztak róla.

Nemrégiben Egorova et al. (2018) négy új „nagy változékonyságú” becslést javasolt, amelyek egy korábbi Shapiro et al. (2011) becslésre épültek. Shapiro et al. (2011) becslése vitát váltott ki (Schmidt et al. 2012, Judge et al. 2012, Shapiro et al. 2013, lásd a 2.5.4. szakaszt). Egorova et al. (2018) figyelembe vette a vita tanulságait, és Shapiro et al. (2011) módszertanának módosított változatának felhasználásával négy új becslést javasolt. A 3. ábrán Soon et al. (2015) alapján ábrázoljuk a négy „nagy napváltozékonyságú” rekonstrukciót, valamint ezt a négy új „nagy változékonyságú” becslést.

Összesen 16 különböző TSI rekonstrukció áll tehát rendelkezésünkre. További részletek az 1. táblázatban és a Kiegészítő információkban találhatóak. Az érdeklődő olvasók számára a Kiegészítő anyagok 1. ábráján tárgyalt négy további TSI-rekonstrukciót is bemutatunk.

1. táblázat. A TSI időbeli változásának e tanulmányban vizsgált 16 különféle becslése

IPCC AR5	Változékonyság	Tanulmány	Eleje	Vége	20. századi TSI-átlag (W/m ²)
Yes	Low	Wang et al. (2005)	1610	2013	1361.06
Yes	Low	Krivova et al. (2007); updated by Krivova et al. (2010)	1610	2005	1365.80
Yes	Low	Steinhilber et al. (2009)	7362 BCE	2007	1365.78
Yes	Low	Vieira et al. (2011)	1640	2007	1365.80
CMIP6	Low	Matthes et al. (2017)	1850	2015	1361.05
N/A	Low	Coddington et al. (2016)	1610	2017	1360.94
N/A	Low	Svalgaard (2014) "LASP" estimate	1700	2014	1361.05
N/A	Low	Svalgaard (2014) "SSN" estimate	1700	2014	1361.15
No	High	Hoyt és Schatten (1993); updated by Scafetta et al. (2019)	1701	2018	1360.55
No	High	Bard et al. (2000); updated by Ammann et al. (2007)	843	1998	1366.90
No	High	Shapiro et al. (2011); adapted by Schmidt et al. (2012)	850	2009	1365.13
No	High	Lean et al. (1995)	1610	1994	1367.15
N/A	High	Egorova et al. (2018) "PHI-MC17" estimate	6000 BCE	2016	1360.20
N/A	High	Egorova et al. (2018) "PHI-US16" estimate	6000 BCE	2016	1360.43
N/A	High	Egorova et al. (2018) "PHI-MU16" estimate	16	2016	1359.67
N/A	High	Egorova et al. (2018) "SSR11" estimate	1600	2015	1360.38

2.5 Érvék a Nap változékonyságának a múltbeli klímaváltozásban betöltött jelentős szerepe mellett

A cikkünkben található új elemzés (5. szakasz) elsődleges célja annak az egyszerű hipotézisnek a vizsgálata, hogy van-e közvetlen lineáris összefüggés a bejövő TSI és az északi félteke felszíni levegőhőmérséklete között. Amint láttuk, még erre az egyszerű hipotézisre is hihetetlenül széles választartomány adható. Mielőtt azonban a 3. szakaszban megvitatnánk, mit tudunk jelenleg az északi félteke felszíni levegőhőmérsékletének alakulásáról a 19. század óta (és még korábbra vissza-

tekintve), hasznos lehet röviden áttekinteni azt a néhány gondolkodási keretet, amelyeken belül a kutatók a lehetséges Nap-éghajlat összefüggésekről vitatkoztak.

A 2.5. és 2.6. alfejezetekben bemutatott viták szakirodalmának hangterjedelme félelmetes. Leginkább azért, mert a feltűnően magabiztos állításokkal szemben számos tanulmány gyakran teljesen ellentétes következtetésekre jut. Ezt szem előtt tartva, ebben a két alfejezetben csupán összefoglalni igyekszünk a szakirodalom fő versengő hipotéziseit, hogy az egy adott szempont iránt érdeklődő olvasó kiindulópontként használhassa további kutatásaihoz. A cikk társszerzői közül többen is aktív résztvevői voltak a bemutatandó vitáknak. Fennáll tehát annak a kockázata, hogy a viták megítélése szubjektív lehet. Ezért különösen törekedtünk arra, hogy elkerüljünk bármiféle végkövetkeztetést, annak ellenére, hogy sokunknak határozott véleménye alakult ki az itt tárgyalt viták közül többről.

A 2.5 alfejezetben áttekintett viták a körül forognak, hogy vajon a naptevékenység változásai a múltban jelentősen befolyásolták-e az éghajlatot. Hangsúlyozzuk, hogy a pozitív válasz önmagában nem perdöntő abban a kérdésben, hogy a naptevékenység jelenleg mekkora szerepet játszik a klímaváltozásban. Számos kutató úgy érvel például, hogy a naptevékenység viszonylag nemrégiben még jelentős éghajlati tényező volt, de az utóbbi évtizedekben antropogén tényezők (elsősorban antropogén CO₂-kibocsátások) dominálnak (Crowley 2000, Lockwood és Fröhlich 2007, Hegerl et al. 2007, Lean és Rind 2008, Benestad és Schmidt 2009, Gray et al. 2010, Lean 2017, Beer et al. 2000, de Jager et al. 2010, Lean et al. 1995). Mások azonban azt állítják, hogy ha a naptevékenység a múltban jelentős éghajlatváltoztató tényező volt, akkor valószínű, hogy a jelenkori éghajlatváltozásban is jelentős szerepet játszik. Továbbá: ha a naptevékenységnek a múltbeli klímaváltozásban betöltött szerepét lényegesen alábecsülték, akkor ebből egyenesen következik, hogy a jelenkori éghajlatváltozásban betöltött szerepét is alulbecsülhették (Bond et al. 2001, Scafetta és West 2006b, Svensmark 2007, Courtillot et al. 2007, 2008, Singer és Avery 2008, Lüning és Vahrenholt 2015, 2016, Mörner et al. 2020, Friis-Christensen és Lassen 1991, Lassen és Friis-Christensen 1995, Soon et al. 1994, Scafetta 2013, 2020, Scafetta et al. 2016, Loehle és Singer 2010, Shaviv és Veizer 2003, Judge et al. 2020, Baliunas és Jastrow 1990, Zhang et al. 1994, Zhao et al. 2020).

2.5.1. Bizonyíték a naptevékenység és az éghajlat hosszú távú változékonyságára

Az elmúlt évek során számos tanulmány jelent meg különféle éghajlati proxy-k és az ezzel egyenértékű szoláris proxy rekordok időbeli bekövetkezésének és nagyságának hasonlóságáról (Bond et al. 2001, Maasch et al. 2005, Courtillot et al. 2007, 2008, Singer és Avery 2008, Lüning és Vahrenholt 2015, 2016, de Jager et al. 2010, Friis-Christensen és Lassen 1991, Lassen és Friis-Christensen 1995, Zhou et al. 1998, Eddy 1977, Loehle és Singer 2010, Kerr 2001, Stuiver et al. 1995, 1997, Neff et al. 2001, Jiang et al. 2015, Ueno et al. 2019, Spiridonov et al. 2019, Scafetta 2019, Steinhilber et al. 2012, Huang et al. 2020). A legtöbb klíma-proxy a regionális éghajlatot jellemzi, ezért az efféle tanulmányokat gyakorta bírálják. Vagy azért, mert csak regionális trendeket mutatnak és/vagy azért, mert a bennük tárgyalt adatokkal kapcsolatban megbízhatósági problémák merülhetnek fel (Bard és Frank 2006, Lockwood 2012, Pittock 1983, Bard és Delaygue 2008) (Ld. még a 2.6.3. szakaszt).

Mások azonban megjegyzik, hogy hasonló összefüggéseket fedeztek a világ több pontján (Maasch et al. 2005, Courtillot et al. 2008, Singer és Avery 2008, Lüning és Vahrenholt 2015, 2016, Zhou et al. 1998, Loehle és Singer 2010, Scafetta 2019, Huang et al. 2020). És azt is állították, hogy egyes globális vagy félgömbi paleo-hőmérséklet rekonstrukciók hasonló tendenciákat mutatnak, mint egyes naprekonstrukciók (Singer és Avery 2008, Lüning és Vahrenholt 2015, 2016, Loehle és Singer 2010).

E tanulmányok gyakran tartalmaznak kiegészítő függelékeket is. Ezekben további bizonyítékok találhatók arra nézve, hogy az éghajlati változékonyság a múltban nagy volt. (Azzal a mögöttes, de nem kifejezetten ellenőrzött feltételezéssel, hogy mindezt valószínűleg a Nap vezérelte (Maasch et al. 2005, Singer és Avery 2008, Lüning és Vahrenholt 2015, 2016, Loehle és Singer 2010). Más tanulmányok további bizonyítékokat mutatnak be a múltban bekövetkezett jelentős változékonyságra (azzal a mögöttes, de nem kifejezetten ellenőrzött feltételezéssel, hogy mindez hozzájárult az éghajlatváltozáshoz) (Dima és Lohmann 2009, Scafetta et al. 2016, Usoskin et al. 2007, Beer et al. 2018).

Mindazok a tanulmányok, amelyek a naptevékenység vagy az éghajlat tekintetében jelentős múltbeli változékonyságra utalnak, összhangban állnak azzal az elképzeléssel, hogy a múltbeli éghajlatváltozásban jelentős szerepe volt a Nap változékonyságának. Ha azonban a tanulmány a Nap és a klíma viszonyában a kettő közül csak az egyiknek a változékonyságát veszi figyelembe (a másiktól elkülönítve), akkor ez többnyire csak kvalitatív jellegűnek tekinthető.

Emiatt az ún. „hozzárendelő” tanulmányok, amelyek megkísérlik kvantitatív módon összehasonlítani a múltbeli klímaváltozás konkrét becsléseit a specifikus naptevékenység-rekonstrukciókkal és más lehetséges éghajlati tényezőkkel, inkább szolgáltathatnak meggyőzőbb érveket a Nap főszerepe mellett vagy ellen. Az 5. szakasz elsődleges fókuszát épp egy efféle elemzés képezi. Közben azonban megjegyezzük, hogy a hozzárendelő tanulmányok eredményei attól függően térnek el egymástól (még hozzá jelentős mértékben), hogy éppen melyik rekonstrukciót használják a múltbeli klímaváltozáshoz; milyen múltbeli TSI-t és milyen egyéb éghajlati tényezőt vesznek figyelembe. Stott et al. (2001) kiemelten fontosnak tartotta megjegyezni, hogy a 20. században a napváltozékonyságnak tulajdonítható felmelegedés mértéke attól függ, hogy melyik TSI rekonstrukciót alkalmazzák.

Hoyt és Schatten (1993) TSI rekonstrukciója például képes volt „megmagyarázni az elmúlt 100 év [hőmérséklet] változásainak ~71%-át és 1700 óta ~50%-át”. Soon et al. (1996) átfogóbb klíma-modell-alapú elemzéssel megerősítette ezt az eredményt. Hozzáadték, hogy ha az üvegházhatású gázok koncentráció-növekedését is beszámítják, akkor az 1880-1993 közötti 71% megnő 92%-ra. Cubasch és munkatársai (1997) ekvivalens klíma-modell-alapú elemzése ugyanabban az időszakban a hőmérsékleti ingadozás körülbelül 40%-át tudta csak magyarázni a naptevékenységgel. Soon et al. (2015) újabban azzal jött elő, hogy ha az északi félteke hőmérsékleti trendjeit főként vidéki mérőállomások felhasználásával becsülik meg (a városi és a vidéki mérőállomások együttese helyett), akkor az 1881 óta tartó tartó felmelegedés szinte teljes egészében megmagyarázható a Nap változékonyságával (Scafetta és Willson 2014 TSI rekonstrukciójának 2013-as frissítése), és hogy az üvegházgáz-koncentráció emelkedése érdemben nem javítja a statisztikai illeszkedést.

Számos tanulmány ugyanakkor különféle TSI-rekonstrukciók alkalmazásával ellentétes következtetésre jutott. Arra, hogy a Nap változékonyságának nincs sok köze (és lehet, hogy egyáltalán nincs) a 19. század vége óta tapasztalt hőmérsékleti tendenciákhoz (Crowley 2000, Lockwood és Fröhlich 2007, Hegerl et al. 2007, Lean és Rind 2008, Benestad és Schmidt 2009, Jones et al. 2013, Gil-Alana et al. 2014). Lean és Rind (2008) például az 1889-2006 közötti hőmérsékleti ingadozásnak csak a 10%-át tudták Nap-hatással magyarázni, míg Benestad és Schmidt (2009) a globális felmelegedés csak $7 \pm 1\%$ -áról tartják lehetségesnek, hogy azt 20. századi szoláris kényszer okozta.

Eközben mások (ismét különböző TSI-rekonstrukciókat alkalmazva) közbenső eredményeket kaptak. Ezek szerint a Nap változékonyságával a 19. század óta (Scafetta és West 2006a, Beer et al. 2000, Cliver et al. 1998) és korábbra visszamenve (Scafetta és West 2006b, Lean et al. 1995) a globális felmelegedés körülbelül fele magyarázható.

2.5.2. A naptevékenységi mutatók és az éghajlatváltozások gyakoriságának hasonlósága

A lehetséges Nap-éghajlat összefüggések értékelésének másik szokásos megközelítése a frekvenciaelemzés használata: a naptevékenységi mutatók és az éghajlati megfigyelések összehasonlítása. E megközelítés alapja az, hogy ha a naptevékenységi adatok periodikus vagy kvázi-periodikus mintázatot mutatnak, és az éghajlati adatok is hasonlóan periodikusak, akkor ebből az a következtetés vonható le, hogy a periodikus/kvázi-periodikus éghajlatváltozások szoláris eredetűek lehetnek. Tekintettel arra, hogy az üvegházgázok koncentráció-emelkedése a 19. század óta folyamatos, és hogy a sztratoszférikus vulkánkitörések hozzájárulása szórványosabb jellegű (és átmeneti: az aeroszol-hűtés általában csak 2-3 évig tart), a Nap változékonysága sokkal kézenfekvőbb jelölt az éghajlati adatok periodikus/kvázi-periodikus mintázatának magyarázatára, mint akár az üvegházhatású gázok, akár a vulkáni aktivitás.

Ezért a lehetséges Nap-éghajlat összefüggést vizsgáló szakirodalom nagy része az éghajlat, a naptevékenység és/vagy a geomágeses aktivitás periodikusságainak (vagy kváziperiodicitásainak) beazonosítására és összehasonlítására összpontosított, például Le Mouél et al. (Courtillet et al. 2013, Le Mouél et al. 2017, 2019a,b,c, 2020a,b, Blanter et al. 2012, Lopes et al. 2017); Ruzmaikin

és Feynman et al. (Ruzmaikin et al. 2006, Feynman és Ruzmaikin 2011, Ruzmaikin és Feynman 2015); Scafetta et al. (Scafetta 2010, 2013, 2014a,b, 2018, 2020, Scafetta et al. 2016); White et al. (White et al. 1997, 1998, Baliunas et al. 1997, Lohmann et al. 2004); Dobrica et al. (Dobrica et al. 2009, 2010, 2018, Demetrescu és Dobrica 2014, Mufti és Shah 2011); Humlum et al. (Humlum et al. 2011, Mörrner et al. 2020); Laurenz, Lüdecke et al. (Lüdecke et al. 2020, Laurenz et al. 2019); Pan et al. 2020, Zhao et al. 2020).

Bár a pontos frekvenciák és relatív dominanciájuk adathalmazonként kissé eltérő, e tanulmányoknak az a fő mondandója, hogy a periodicitások elég hasonlóak ahhoz (a frekvenciaelemzések bizonytalanságán belül), hogy a Nap- és/vagy a geomágneses tevékenység jelentős szerepe szóba jöhhessen a múltbeli éghajlatváltozások alakításában. Számszerűsíteni azonban nem sikerült a Nap szerepének a nagyságát, de a pontos mechanizmusok mibenlétét sem.

Ismételten hangsúlyozni kell, hogy a Nap múltbeli éghajlatváltozásban betöltött jelentős szerepe önmagában nem zárja ki egyéb klímaváltoztató hatótényezők lehetőségét, és ezért a múltbeli szerep nem feltétlenül jelenti azt, hogy a jelenlegi klímaváltozás is nagyrészt a Naptól ered. A szerzők gyakran hangsúlyozzák, hogy a szoláris és antropogén tényezők, továbbá más természeti tényezők relatív hozzájárulását a közelmúlt klímaváltozásában esetleg egymástól elkülönítve lenne érdemes értékelni (Humlum et al. 2011, Le Mouél et al. 2020a, Scafetta 2010, 2013, Lohmann et al. 2004). Rendszerint hozzászólnak azonban, hogy a Nap szerepe valószínűleg nagyobb, mint azt általában feltételezik (Humlum et al. 2011, Le Mouél et al. 2020a, Scafetta 2010, 2013). Kiemelendő Scafetta (2013) megjegyzése, aki szerint úgy tűnik, hogy a jelenlegi klímamodellek nem képesek kielégítően szimulálni a globális hőmérsékleti becslésekben meglévő periodikus jellegeket. Azaz a jelenlegi klímamodellek lényegesen alábecsülik a Nap hozzájárulását a közelmúlt klímaváltozásához.

E megközelítéssel szemben kapásból ellenvetést lehet tenni. Sok naptevékenységi megfigyelési adatsor egyik legszembetűnőbb kvázi-periodikus mintázata az előző szakaszokban leírt ~11 éves napciklus (amit néha Schwabe-ciklusnak hívnak), de a ~11 éves ciklusok a legtöbb klímaváltozási adatkészletből vagy hiányoznak, vagy legjobb esetben is igen szerények (Gil-Alana et al. 2014). A paradoxon körüli különféle vitákat a 2.6. szakaszban tárgyaljuk. Érdekes, hogy a ~11 éves Schwabe-cikluson kívül másféle periodicitások létezését a naptevékenység- és az éghajlatváltozási adathalmazokban számos kutató tagadta (Le Mouél et al. 2020a, Ruzmaikin et al. 2006, Demetrescu és Dobrica 2014, Pan et al. 2020, Scafetta 2010, Friis-Christensen és Lassen 1991, Le Mouél et al. 2019c, Scafetta 2013, 2014b). Ugyanakkor számosan valóban találtak ~11 éves éghajlati periódusokat (Le Mouél et al. 2019c, 2020a, Lüdecke et al. 2020, Ruzmaikin et al. 2006, Dobrica et al. 2009, 2020, Demetrescu és Dobrica 2014, Blanter et al. 2012, Roy 2014, 2018, Pan et al. 2020, Scafetta 2010, 2013, 2014b, Laurenz et al. 2019).

Ezeknek az elemzéseknek az a közös korlátja, hogy minél hosszabb periódust szeretnének vizsgálni, annál hosszabb idősorra lenne szükség. A nagy felbontású adatkészletek jellemzően csak viszonylag rövid időintervallumot ölelnek fel (évtizednyi-évszázadnyi nagyságrendűek), ami azt jelenti, hogy nem használhatók fel többszázéves ciklusok értékelésére (Le Mouél et al. 2019c, 2020a, Pan et al. 2020, Scafetta 2010). A hosszabb paleoklíma megfigyeléseket alkalmazó tanulmányok általában hosszabb periódusokra összpontosítanak (Scafetta et al. 2016, Loehle és Singer 2010), igaz, vannak olyanok is, amelyek a hosszú paleoklíma idősorok elemzését rövidebb műszeres adatsorokkal ötvözik (Scafetta 2013). Léteznek olyan megfigyelések is, amelyek felhasználhatók mind a több évtizedes, mind a százéves időléptékek tanulmányozására. Például Ruzmaikin et al. (2006) a Nílus folyó vízszintjének éves változásait elemezte a Kr. u. 622-1470 közötti időszakot felölve. A kutatók ~88 éves és 200 évet meghaladó periódusokat találtak, egyúttal megjegyezték, hogy a korabeli sarkifény megfigyelések is hasonló időbeli eloszlásokat mutatnak, ami geomágneses/szoláris kapcsolatra utal (Ruzmaikin et al. 2006).

Érdekes, hogy bár ők is megtalálták a 11 éves ciklust, ez nem tűnt olyan hangsúlyosnak, mint két másik – több évtizedes/százéves – ciklus. Ami összhangban áll azzal, hogy a 11 éves ciklus éghajlati szempontból kevésbé releváns, mint más ciklusok (Ruzmaikin et al. 2006).

További kritikus pont a vitában az, hogy vajon az egyes adatállományokban meghatározott periódusok valódiak-e, vagy csupán a frekvenciaelemzési technikák „sztochasztikus” adatokra történő alkalmazásának művi következményei. Az is problémát jelent, hogy még a viszonylag jól behatárolt

~11 éves Schwabe-ciklus sem szigorúan periodikus, hanem kvázi-periodikus, vagyis az egyes „ciklusok” pontos periódusa 8 és 14 év között változhat. Eközben az éghajlati és a naptevékenységi adatoknak egyértelműen vannak nem periodikus komponensei is.

Egyesek szerint ezekben az adatsorokban a sok látszólagos „periodicitás” valójában nem periodikus mintázat, hanem inkább szórványosan előforduló sztochasztikus folyamatok megnyilvánulása (Hoyng 1996, Cameron és Schüssler 2019). Cameron és Schüssler (2019) cikke például azt állítja, hogy a különféle naptevékenységi adatállományokban minden „11 éven túli periodicitás véletlenszerű hatótényezőkkel van kapcsolatban”. Mások azzal érvelnek, hogy nem szigorú periodicitásokra kell számítani, hanem kvázi-periodikus mintázatokra, ezért olyan frekvenciaelemzési technikákat kell alkalmaznunk, amelyek különbséget képesek tenni az álperiodikus komponensek és a ténylegesen periodikus (vagy kvázi periodikus) komponensek között (Le Mouél et al. 2019a, 2020a.; Pan et al. 2020). Az elmúlt években több csoport hozzákezdett egy korábbi hipotézis felülvizsgálatához, ami – amennyiben beigazolódik – megmagyarázhatja a naptevékenység valódi – több évtizedes és százéves – időbeli mintázatát. Ezt a hipotézist röviden a 2.5.3. szakaszban tekintjük át.

2.5.3. Nap-bolygó kölcsönhatások, mint a naptevékenység hosszú távú változékonyságának kézenfekvő mechanizmusa

A napfoltciklusok változékonyságának tanulmányozásából, valamint a napfolt-megfigyelésben és az elmúlt évezred múltbeli éghajlatváltozásaiban lévő látszólagos hasonlóságok láttán Dicke (1978) a következő meglepő kérdést tette fel: „*Rejtőzik-e kronométer a Nap mélyén?*” Vagyis arra gondolt, vajon a napciklusok változékonysága lehet-e nem véletlenszerű. Nem inkább különböző periódusú, de hosszú távú folyamatok vannak-e a háttérben, amelyek ~11 éves ciklusnál nagyobb időintervallumokban különféle naptevékenységi periodicitásokat okoznak?

Ha Dicke-nek igaza volt, akkor teljes összhang teremthető az előző szakaszban ismertetett számos tanulmánnyal. Az azt jelentené, hogy az említett tanulmányok által azonosított kvázi-periodikuságok tényleges periódusok lehetnek (ámbar nem feltétlenül lineáris jellegűek), és nem csak statisztikai melléfogások, amint azt kritikusai állítják. Ez egyben azt is jelentené, hogy elvileg lehetséges megbízható előrejelzést készíteni a jövőbeli naptevékenységre, és lehetséges retrospektív módon megbecsülni a múltbeli naptevékenységet. Az évek során egyes kutatók még azt is felvetették, hogy a Napon belüli hosszú távú folyamatok elég hosszú időintervallumot tekintve akár alternatív magyarázatot is képesek nyújtani a jégkorszakok kialakulásának uralkodó (földpályaelemváltozás által vezérelt) elméletével szemben (amit röviden a 2.6.5 szakaszban tárgyalunk) (Sharma 2002, Ehrlich 2007).

Dicke hipotézisét többen kétségbe vonták. Szerintük a naptevékenység napciklusról napciklusra mutatózó változékonysága szigorúan sztochasztikus folyamatoknak köszönhető, vagyis hogy a ~11 éves cikluson kívül a valóságban nem léteznek hosszabb periodicitások (Hoyng 1996, Cameron és Schüssler 2019). Az utóbbi években azonban több kutatócsoport is hozzákezdett egy régi hipotézis felülvizsgálatához, ami magyarázatot adhat a naptevékenység hosszú távú változékonyságára. Wolf 19. század közepi javaslatáról van szó, ami eldönthetné, hogy Dicke-nek igaza volt-e vagy nem (Mörner et al. 2020, Stefani et al. 2016, 2020, Scafetta 2010, 2013, 2020, Scafetta et al. 2016, 2020, Shirley et al. 1990, Hung 2007, Wilson et al. 2008, Wolff és Patrone 2010, Abreu et al. 2012, Cionco és Soon 2015, Cionco és Pavlov 2018, Yndestad és Solheim 2017, McCracken et al. 2014). A hipotézis lényege az, hogy a Nap körül keringő bolygók gravitációs hatásai valamilyen módon kölcsönhatásba léphetnek a naptevékenységet vezérlő mechanizmussal. Különböző mechanizmusokat javasoltak. Megjegyzendő, hogy a 2.6.5. szakaszban egy ehhez kapcsolódó, de elkülönülő kérdést tárgyalunk: azt, hogy a többi bolygó milyen hatással van a Föld Nap körüli pályájára (Cionco és Soon 2017; Fedorov 2019a). Itt most azt vizsgáljuk, hogy az egyes bolygók pályájának időbeli változásai hatással lehetnek-e a naptevékenységre, ideértve a TSI-t is.

Noha ezek a Nap-bolygó kölcsönhatási (SPI) elméletek első hallásra inkább tűnnek asztronómiai, mint tudományos jellegűeknek, számos kutatócsoport észrevette, hogy az előző szakaszban tárgyalt naptevékenység- és éghajlat-megfigyelések sok periódust illetően érdekes módon hasonlítanak azokhoz a periódusokhoz, amelyek esetén specifikus bolygóegyüttállások lépnek fel. Valójában

még a ~11 éves ciklus is összefüggésben lehet olyan bolygó-együttállásokkal, mint például a 11.07 éves Vénusz/ Föld/Jupiter együttállási ciklus (Stefani et al. 2016, 2020, Scafetta 2012b), vagy a Jupiter, a Szaturnusz és a Nap kölcsönhatásához kapcsolódó harmonikusok, amelyek periódusa kb. 10-12 év (Scafetta 2012c, 2013, 2014a).

Ha kiderülne, hogy ezen SPI-elméletek közül bármelyik is működik, akkor annak nagy jelentősége lehet a múltbeli napváltozékonyság megértése szempontjából, valamint lehetőség kínálkozna a jövőbeni napváltozékonyság előrejelzésére (Scafetta et al. 2016, Cionco és Soon 2015, Cionco és Pavlov 2018, Yndestad és Solheim 2017, Stefani et al. 2020). Mindez erőteljesen igazolhatná az előző szakaszban ismertetett számos tanulmányt. Ennek a fényében nem meglepő, hogy az efféle elméletek iránt az elmúlt évek során jelentősen megnőtt az érdeklődés. A megjelent tanulmányok azonban számos kritikát váltottak ki (Holm 2018, Cameron és Schüssler 2013, Cauquoin et al. 2014, Poluianov és Usoskin 2014), bár ezekre meg érdemi viszontválaszok születtek (Scafetta 2014a, 2018, McCracken et al. 2014, Abreu et al. 2014).

Még az elmélet hívei között is jelentős vita folyik arról, hogy mely bolygópálya-kombinációk lehetnek a legrelevánsabbak. Például, amennyiben a 2100-2500 éves „Bray-Hallstatt oszcillációt” az SPI vezérli, vajon mi a relevánsabb: a Jupiter, a Szaturnusz, az Uránusz és a Neptunusz 2318 éves periodicitása (Scafetta 2020, Scafetta et al. 2016) vagy a Jupiter és a Szaturnusz 2139 éves periodicitása (Cionco és Pavlov 2018)?

Mindenesetre az elmélet bármilyen vitája igen ellentmondásosnak tűnik, és gyakran kilépnek a pusztán tudományos vitára jellemző keretek közül¹.

¹ Ez néhány olyan reakcióból is kitűnik, amelyek a koncepción alapuló cikkek publikálásakor születnek. Két példát mutatunk be az elmélet vitatott voltának illusztrálása érdekében, és azt, hogyan keverednek bele tudományon kívüli érvek az elmélet tudományos megvitatásába. A következő példákat nem azért közöljük, mert úgy gondoljuk, hogy az elmélet nem illethető tudományos kritikával (ilyesmiről szó sincs), hanem annak hangsúlyozására, hogy azoknak az olvasóknak, akiket érdekel az elmélet tudományos érvényessége (vagy más módon érdekeltek), fel kell ismerniük, hogy az SPI-t népszerűsítő cikkek gyakran túlmutatnak a tiszta tudományos vitákon.

Első példa. 2014-ben egy új folyóiratban („Pattern Recognition in Physics”) az SPI-elmélet vizsgálatának szentelt különszám jelent meg. Erre válaszul a Copernicus Publications ügyvezető igazgatója – még mindig nem teljesen egyértelmű okok miatt – az egész folyóiratot beszüntette. Tényszerűen leírták: a folyóirat egyik szerkesztője „éghajlat-szkeptikus” volt, és hogy a különszám záró cikke bírálta az „IPCC projekt” néhány értelmezését és következtetését az éghajlatváltozás jövőbeli tendenciáival kapcsolatban. Az érdeklődő olvasók az ügyvezető igazgató döntését ismertető teljes nyilatkozatot, valamint a folyóirat archívumára mutató linkeket is megtalálhatják a <https://www.pattern-recognition-in-physics.net/> címen. Az egyik szóban forgó szerkesztő, néhai Nils-Axel Mörner reagált erre, a Mörner (2015) cikkben. Megjegyezzük, hogy az ügyvezető igazgató döntése a folyóirat megszüntetéséről egyértelműen nem az SPI melletti tudományos bizonyítékokon és érveken alapult. Továbbá, most, hogy a folyóirat megszűnt, valószínű, hogy a vitához hozzászólást fontolgató kutatók ezutáni cikkeit – akármit is kívántak írni egyik-másik PRP cikk védelmében vagy ellen – ezután kapásból el fogják utasítani.

Második példa. Zharkova et al. (2019) cikkét a négy szerző közül három tiltakozása ellenére (Zharkova et al. 2020) visszavonták, mert a cikk egyik alfejezetében a szerzők – úgy tűnik – hibát követtek el az SPI-elmélet értelmezésében. Pontosabban, az utolsó előtti alszakaszban tévesen figyelmen kívül hagyták azt a tényt, hogy miközben a Naprendszer tömegközéppontja (baricentruma) más-más helyre kerül, a Föld többnyire a Nappal párhuzamosan mozog, vagyis a Föld–Nap távolság nem ingadozik annyira, mint ők feltételezték. Ez valóban hiba volt, amint azt például Scafetta (2020) megjegyezte. A cikk nagy része korábbi elemzésekre épült, amelyeket ettől függetlenül is kritizáltak, például Usoskin (2018). A szerzők megvédték álláspontjukat Zharkova et al. (2018). Tekintettel azonban arra, hogy a szóban forgó hiba csak a cikk egy alszakaszához és következtetéseihez egyetlen mondatához kapcsolódott, meglepő, hogy a folyóirat a teljes cikk visszavonásával reagált, nem pedig azzal, hogy a szerzőket helyesbítés kiadására kötelezze.

A legtöbb kutató, aki jelenleg SPI-t fontolgató műveket publikál (köztük néhányan mi is) nyitottnak tűnik arra, hogy a terület még mindig kissé spekulatív és cseppfolyós, valamint, hogy az az elmélet, miszerint az SPI jelentősen befolyásolja a naptevékenységet, még nincs kielégítően alátámasztva. A legtöbb SPI-kutató kifejezetten elismeri, hogy a bolygók által a Napon kiváltott közvetlen függőleges árapály nagyon kicsi (milliméternyi), és hogy egy olyan működési mechanizmust kell felmutatni, amely révén a bolygómozgás jelentősen befolyásolhatja a Nap tevékenységét (bele-

értve a TSI-t is) (Mörner et al. 2020, Stefani et al. 2016, 2020, Scafetta 2010, 2013, 2020, Scafetta et al. 2016, 2020, Shirley et al. 1990, Wolff és Patrone 2010, Abreu et al. 2012, Cionco és Soon 2015, Cionco és Pavlov 2018, Yndestad és Solheim 2017, McCracken et al. 2014).

Mindazonáltal számos olyan mechanizmust bemutattak már a szakirodalomban, amelyek elfogadhatónak és további vizsgálatra érdemesnek tűnnek (Scafetta 2020, Yndestad és Solheim 2017). Így például talán a bolygópályák által a helyzeti energia erősségében és térbeli eloszlásában kiváltott változások is befolyásolhatják a napsugárzást (Wolff és Patrone 2010, Cionco és Soon 2015, Yndestad és Solheim 2017). Abreu et al. azt javasolta, hogy a bolygók által a nem gömb alakú átmeneti zónára gyakorolt nyomaték időbeli változása jelentősen befolyásolhatja a Nap működését (Abreu et al. 2012, 2014). Scafetta (2012) azt vetette fel, hogy a klasszikus fizikából adódó nagyon szerény planetáris árapályhatások a modern fizika által jelentősen felerősödhetnek, és modulálhatják a Nap fúziós sebességét, következésképpen a TSI-t. Számításai szerint a planetáris árapály elméletileg $0,05 \text{ W/m}^2$ és $1,63 \text{ W/m}^2$ közötti ingadozást indukálhat a TSI oszcilláló fényerősségváltozásában, vagyis olyan nagyságrendű változást, amely összhangban áll a műholdas korszakban megfigyelt TSI-változásokkal (Scafetta 2012b). Eközben Stefani et al. kifejlesztett egy szolárdinamó modellt, amelyben a gyenge különálló effektusokat árapály-szinkronizáció erősíti fel az ún. „ütési időszakokban” (Stefani et al. 2020, 2016, Stefani et al. 2020). Scafetta (2020) megjegyzi, hogy a különféle hipotéziseket továbbra is spekulatívként kell kezelni, különösen azért, mert a javasolt mechanizmusok gyakran egymásnak is ellentmondanak, legalábbis részben (Scafetta 2020). Megjegyezte ugyanakkor, hogy a javasolt mechanizmusok gyakran kiegészítik egymást. És lőn: Yndestad és Solheim (2017) négy különböző mechanizmus jellemzőit ötvöző hipotézissel jött elő.

2.5.4. A Nap változékonyságának analógiája más „Nap-szerű” csillagok változékonyságával

Egy másik módszer, amit számos kutató alkalmazott a múltbeli napváltozékonyság nagyságának becsléséhez: analógia más csillagok „Nap-szerű” változékonyságával (ami kissé pongyola kifejezés, ahogyan azt később látni fogjuk). A csillagváltozékonyság közvetlenül semmit sem árul el a történelmi naptevékenységi trendek pontos időbeli lefolyásáról. Tekintettel azonban arra, hogy a Nap önmagában is csillag, ha összehasonlítjuk más csillagok viselkedését mindazzal, amit a Napról ismerünk, szélesebb összefüggésrendszerben láthatjuk, hogy mire számíthatunk a Nap viselkedésében, ideértve a TSI-változékonyság tartományát több évtizedes és több százéves időléptékekben. A tisztázás érdekében különösen releváns e tanulmányok szerepe annak a vitának az eldöntésében, amelynek tétje, hogy a „csekély változékonyságú” vagy a „jelentős változékonyságú” TSI rekonstrukciók megbízhatóbbak-e (2.3-2.4. szakasz).

A „Nap-szerű csillagok” témakörét főként Olin Wilson (1909-1994) csillagász tárta fel, aki a Mount Wilson Observatóriumban (Kalifornia, USA) dolgozott (a nevek hasonlósága véletlen). Annak megállapításához, hogy mely csillagok tekinthetők leginkább Nap-szerűeknek, és a Nap hosszú távú változékonysága megfelelő módon legyen összehasonlítható más csillagokéval, fontos, hogy a lehető leghosszabb időn át szisztematikusan mérjék a potenciálisan „Nap-szerű csillagok” változásait. Ezért 1966-ban spektroszkópiai programba kezdett, amelynek során rendszeresen rögzítette 91 fősorozatú csillag kibocsátásának két fő frekvenciasávjában mért relatív fluxusát (Wilson 1978). A két frekvenciasáv a Ca II „H” és „K” emissziós vonalaihoz kapcsolódott, mivel ismert volt, hogy e két keskeny (azaz körülbelül 1 \AA) sávból származó emissziók aránya a Nap mágneses aktivitásával együtt változik. A program a „Mount Wilson HK projekt” néven vált ismertté, és Baliunas et al. folytatták mindaddig, amíg a támogatás 2003-ban végleg meg nem szűnt (Lockwood et al. 2007, Baliunas és Jastrow 1990, Baliunas et al. 1995, Radick et al. 1998, Egeland et al. 2017).

Egy későbbi program – a Fairborn Observatórium (AZ, USA) és a Lowell Observatórium (AZ, USA) együttműködéseként – célja az volt, hogy megismerjék a csillagok nagy mintaszámának Strömgren b és y fotometriáját (ez a csillagaktivitás egy másik becslése, nagyon széles hullámhosszúságú sávok segítségével), annak érdekében, hogy ennek alapján megismerhessék TSI-változékonyságukat (Lockwood et al. 1992, 2007, Judge et al. 2020, Radick et al. 1990, 1998, 2018, Hall és Lockwood 2004).

Cikkünk kontextusában a Mount Wilson HK projekt egyik legfontosabb mondanivalója az, hogy – miután a csillagmegfigyelések időtartama egy évtizedre vagy hosszabbra nőtt – ki lehetett jelteni, hogy számos csillag (de nem az összes) esetében a kombinált fluxusok H és K vonalai hasonló változásokat mutattak, mint amilyenek a Nap napfoltciklusa során ciklikusan jelentkeznek (Baliunas és Jastrow 1990, Wilson 1978, Radick et al. 1990). Egyes csillagok emissziós fluxusai majdhogynem állandónak bizonyultak, míg mások esetében a fluxusok hosszú távú növekedést vagy csökkenést mutattak.

Kezdetben – e csillagmérések és a Napon végzett mérések összehasonlítása érdekében – Wilson (1978) a Holdról visszavert napfény-ekvivalenst is mérte. A National Solar Observatory Sacramento Peak (NM, USA) "Sun-as-a-star" programjában (White et al. 1992, Lean et al. 1992, Livingston et al. 2007). Ca II spektroszkópiai méréseket alkalmaztak. Egeland et al. (2017) a közelmúltban összehasonlította a két megközelítést, és jó egyezést talált közöttük.

A „Nap, mint csillag” HK-mérései olyan ciklikus változásokat mutatnak, amelyek nagyon jól leírják a napfoltszám emelkedését és csökkenését a napciklus alatt (Baliunas és Jastrow 1990, Egeland et al. 2017, Lockwood et al. 1992, White et al. 1992, Lean et al. 1992, Livingston et al. 2007). Hasonlóképpen, a Strömgren b és y fotometria változékonysága is jól mutatja a TSI változékonyság nagy részét a napciklus alatt, bár meglepő módon folyik némi vita arról, hogy a $(b+y)/2$ anti-korrelációban (Preminger et al. 2011, Harder et al. 2009), vagy korrelációban (Lockwood et al. 2007, Judge et al. 2020, Radick et al. 2018, Wehrli et al. 2013, Shapiro et al. 2016) van-e a TSI-vel. Úgy tűnik, a vita azért merül fel, mert a földi észleléseket az ekliptika és a napegyenlítő síkjai között egy meghatározott szögéből végzik (ahol a TSI 11 éves változékonyságának amplitúdója viszonylag kicsi), míg a csillag-észlelések bármilyen szögéből történhetnek (Radick et al. 2018, Wehrli et al. 2013, Shapiro et al. 2016, Némec et al. 2020).

Néhány tanulmány szerint a naptevékenység a műholdkorszakban viszonylag gyenge volt más csillagokéhoz képest (Lockwood et al. 2007, Shapiro et al. 2013, Judge et al. 2020, Baliunas és Jastrow 1990, Radick et al. 1998, 1990, Lockwood et al. 1992, Némec et al. 2020, Reinhold et al. 2020, Zhang et al. 2020a). Ez összhangban lenne a nagy napváltozékonyságú rekonstrukciókkal. Más tanulmányok szerint azonban a kismértékű napváltozékonyságú becslések – például Hall & Lockwood (2004); Judge és Saar (2007) – inkább elfogadhatóbbak. Közben Judge et al. (2020) 72 Nap-szerű csillag elemzésével 1750-ig vizszenően kiszámította a szoláris hatótényező felső határát, ami sokkal nagyobbak adódott, mint az IPCC kis változékonyságú becslése a Nap változékonyságára, bár az IPCC becslése is az ő saját elemzésük határai közé esik. Ennek eredményeként elemzésük kompatibilis akár a kicsi, akár a nagy TSI-változékonyságú rekonstrukciókkal.

A Nap-szerű csillagok adatainak felhasználásával a hosszú időtávú napváltozékonyság értékelésekor nagy kihívást jelent az időléptékek közötti különbség. Ugyanis míg a naptevékenységről évezredek lefedő, több száz éves napfolt-megfigyelések és proxy-k állnak rendelkezésre, addig a Nap-szerű csillagokról csak néhány évtizede léteznek adatok.

Az egyik megközelítésben összehasonlítottuk a csillagadatok HK- és/vagy $b+y$ -méréseinek több évtizedes változékonyságát a Napra vonatkozó megfelelő mérésekkel. E tanulmányok közül számos azt sugallja, hogy az utóbbi évtizedekben a Nap változékonysága viszonylag kismértékű volt a Nap-hoz hasonló más csillagokéhoz képest (Lockwood et al. 2007, Soon et al. 1994, Judge et al. 2012, Shapiro et al. 2013, Judge et al. 2020, Baliunas és Jastrow 1990, Zhang et al. 1994, Radick et al. 1998, Lockwood et al. 1992, Radick et al. 2018, White et al. 1992, Lean et al. 1992). Ez összhangban van a nagy változékonyságú rekonstrukciókkal, mivel ez azt jelentené, hogy a Nap változékonysága hosszabb időskálán nagyobb is lehet. Más tanulmányok azonban ezt vitatják, és azt állítják, hogy az elmúlt évtizedekben tapasztalt napváltozékonyság elfogadható átfedésben van a Nap-szerű csillagok csillagváltozásának tartományával (Hall et al. 2009, Hall és Lockwood 2004, Judge és Saar 2007, Schrijver et al. 2011). Ez összhangban lenne a kis napváltozékonyságú rekonstrukciókkal.

Az ellentmondó következtetések egyik fő oka az lehet, hogy megfelelő csillagokból, ahonnan nagyszámú adat lenne szükséges, viszonylag kevés számú minta áll rendelkezésre, és nehéz eldönteni, hogy mely csillagok tekinthetők a leginkább „Nap-szerűnek”. A korai adatelemzések időszakában Baliunas és Jastrow (1990) például 13 Nap-szerűnek tekinthető csillagra végzett viszonylag

hosszú megfigyelést. Elemzésükben megjegyezték, hogy ezek közül a csillagok közül négy (~30%) nem ciklikus, és ezek a csillagok sokkal alacsonyabb szintű aktivitást mutatnak. Későbbi, nagyobb mintaméretű vizsgálatok úgy találták, hogy a Nap-szerű csillagoknak csak 10-15%-a „nem ciklikus” (Lockwood et al. 2007, Hall et al. 2009, Saar és Baliunas 1992, Saar és Testa 2012). Ennek ellenére Baliunas és Jastrow azt feltételezte, hogy ezek a „nem ciklikus” csillagok olyan Nap-szerű csillagoknak tekinthetők, amelyek „Maunder-minimum”-szerű állapotba kerültek. Lean et al. kombinálta ezt a hipotézist a „Sun-as-a-star” program méréseivel. Úgy találta, hogy a TSI a Maunder-minimum alatt 0,24%-kal alacsonyabb volt, mint ma (White et al. 1992, Lean et al. 1992). Ezt az eredményt később felhasználták Lean et al. (1995) TSI rekonstrukciójának kalibrálásához (3 (d) ábra).

Azóta számos tanulmány felvetette, hogy a „Maunder-minimum”-szerű állapotokban lévő Nap-szerű csillagok azonosítása valószínűleg nagyon problémás (Hall és Lockwood 2004, Judge és Saar 2007, Saar és Testa 2012, Wright 2004, Shah et al. 2018). Hall & Lockwood (2004) megállapította, hogy az 57 Nap-szerű csillag (ami már nagyobb mintavételt jelent) 17%-a „nem ciklikus”, de a csillagaktivitás megoszlása nem volt olyan egyenletes, mint Baliunas és Jastrow eredeti mintavételében. Míg egyesek (például Schmidt et al. 2012) azzal érveltek, hogy ez a kis változékonyságú rekonstrukciók mellett szól, mások megjegyezték, hogy még mindig nem tudjuk, hogy ezek a „nem ciklikus” csillagok valóban Maunder-minimum állapotban voltak-e, és nem arról van-e szó, hogy nem is annyira Nap-szerűek, mint feltételezték (Saar és Testa 2012, Wright 2004). Mutatkozik némi érdeklődés (Judge és Saar 2007, Shah et al. 2018) abban az irányban, hogy árnyaltabb módszereket vessenek be a valóban Nap-szerű csillagok azonosítására, amelyek jelenleg Maunder-minimum-szerű állapotban vannak, mint amilyen Baliunas és Jastrow egyszerű első közelítése volt a csillagok „ciklikus” vagy „nem ciklikus” állapotú felosztására.

Ha a Nap-szerű csillagfigyelő programokat, például a kezdeti Mount Wilson, a Lowell és a Fairborn Observatórium programjait ki lehetne terjeszteni a potenciálisan Nap-szerű csillagok nagyobb mintájára (ideális esetben legalább több száz jelöltre), és ezeket a programokat több évtizeden át folytatnák, akkor feltehetően azonosítani lehetne a Nap-szerű csillagok mintáit, amelyek ciklikus állapotból nem ciklikus állapotba (vagy fordítva) térnek át.

Időközben más vizsgálatok különböző, egymástól független megközelítéseket alkalmaztak a Nap-szerű csillagok adatainak felhasználására a nagy és kis változékonyságú rekonstrukciók megkülönböztetésére. Például Zhang et al. (1994) HK és b+y mérések összehasonlításával becsülte meg a csillagfényesség (a TSI-hez hasonló mennyiség) és a csillagmágneses aktivitás (a napfolt/napfáklya aktivitással analóg mennyiség) kapcsolatát. Fontos felismerésük, hogy nagyjából lineáris összefüggést találtak. Ezt az összefüggést a nulla mágneses aktivitással extrapolálva, továbbá feltételezve, hogy ez hasonló a Maunder-minimumhoz, kiszámították, hogy a TSI valószínűleg 0,2% és 0,6% közötti mértékben nőtt meg a Maunder-minimum óta. Ez összhangban van a nagy változékonyságú rekonstrukciókkal. Soon et al. (1994) azt is megjegyezte, hogy a naptevékenységhez hasonlóan a ciklikus csillagok csillagaktivitása is fordítottan arányosnak tűnt a ciklus hosszával, és ez újabb mértéket kínált a Nap és a Nap-szerű csillagok aktivitásának összehasonlításához.

Új fejlemény, hogy Shapiro et al. (2011) 3(c) ábrán mutatott nagy változékonyságú TSI rekonstrukciójának ellentmondásai a Nap-szerű csillagadatokkal való érdekes összehasonlításokhoz vezettek (Egorova et al. 2018, Judge et al. 2012, Shapiro et al. 2013). Judge et al. (2012) azzal érvelt, hogy a Shapiro et al. (2011) által használt „A” modell a Nap csendes fotoszférájából származó besugárzásra bizonyos irreális eredményekhez vezetett, és hogy egy „B modell” helyettesítésével a rekonstrukció változékonysága felére csökken (Shapiro et al. 2011). Ez még mindig nagy változékonyságot jelent, de nyilvánvalóan kevésbé nagy változékonyságú rekonstrukciót eredményezne. Megjegyezték azonban azt is, hogy amikor az eredeti rekonstrukciót 15 éves szegmensek sorozatára bontották (összehasonlítandó a különféle 10-20 éves csillagmegfigyelésekkel), a trendek megoszlása valójában meglehetősen konzisztensnek bizonyult azzal, amit Nap-szerű csillag esetében kaptak (Judge et al. 2012). Ezt később Shapiro et al. (2013) és Judge et al. (2020) megerősítette, ami arra utal, hogy az eredeti rekonstrukció által implikált nagy változékonyság történetesen helyes volt. Egorova et al. (2018) kifejlesztett egy ekvivalens „B modellt”, amely képes volt megismételni Judge et al. (2012) eredményeit, de megjegyezték, hogy az alkalmazott szolármodulációs potenciál adatkészlet megválasztásának megváltoztatásával négy különböző TSI-rekonstrukciót lehet kapni, ld.

3(e)-(h) ábra. Ezek egyike („PHI-MU16”) történetesen hasonló eltérést mutatott, mint amilyent Shapiro et al. (2011) Egorova et al. (2018) talált. Mindez lehetséges magyarázatot adott a Judge et al. (2012) két külön elemzése közötti nyilvánvaló ellentmondásra.

Yeo et al. (2020) ugyanakkor vitatja, hogy Shapiro et al. (2011), Judge et al. (2012) vagy Egorova et al. (2018) eredményei megbízhatóak lennének. Ők egy olyan modell mellett érvelnek, amely meglehetősen szerény különbséget mutat a Maunder-minimum és a jelen között (Yeo et al. 2020). Bár Rempel (2020) tisztázza, hogy Yeo és munkatársai modellje nem zárja ki teljes mértékben az e rekonstrukciókból fakadó nagy TSI-változásokat, mégis inkább azt sugallja, hogy *„a nyugodt Napra jellemző télerősségben jelentős változtatás (kb. 50 % csökkentés) szükséges”* a Maunder-minimum és a jelen között.

Sajnos a nagyszámú Nap-szerű csillag több évtizedes monitorozása jelentős erőfeszítést és erőforrást igényel, és ezek közül a projektek közül a finanszírozás hiánya miatt sok leállt. Néhány újabb projekt azonban, például a Kepler űrmisszió (2009-2013) vagy a kínai földi nagy égboltú, több objektíves spektroszkópos teleszkóp (LAMOST) felmérés (2012-től napjainkig) rövid időtávon fontos kiegészítő adatokat szolgáltatott a Nap-szerű csillagok változékonyságáról (Némec et al. 2020, Reinhold et al. 2020, Zhang et al. 2020a, Basri et al. 2013, Montet et al. 2017, Reinhold et al. 2017, Salabert et al. 2016). Ezeknek a projekteknek a viszonylag rövid megfigyelési időtartama azt jelenti, hogy nem lehet őket felhasználni a több évtizedes változékonyság tanulmányozására. Néhány évnél rövidebb időléptékekben azonban az adatok felhasználhatók a Nap rövid időtávú változékonyságának összehasonlítására más csillagokkal (Némec et al. 2020, Reinhold et al. 2020, Zhang et al. 2020a, Basri et al. 2013, Montet et al. 2017, Reinhold et al. 2017, Salabert et al. 2016). Ezenkívül az adatok könnyebbé teszik a csillagfáklya/csillagfolt arányok közötti kapcsolatok megértését, amit a 2.1-2.3. szakaszban tárgyaltunk. Például, egyes csillagok miatt „dominánsak a fáklyákban” (mint például a Nap), mások miatt „foltosak” (Reinhold et al. 2019, Shapiro et al. 2016, Montet et al. 2017, Metcalfe et al. 2016)?

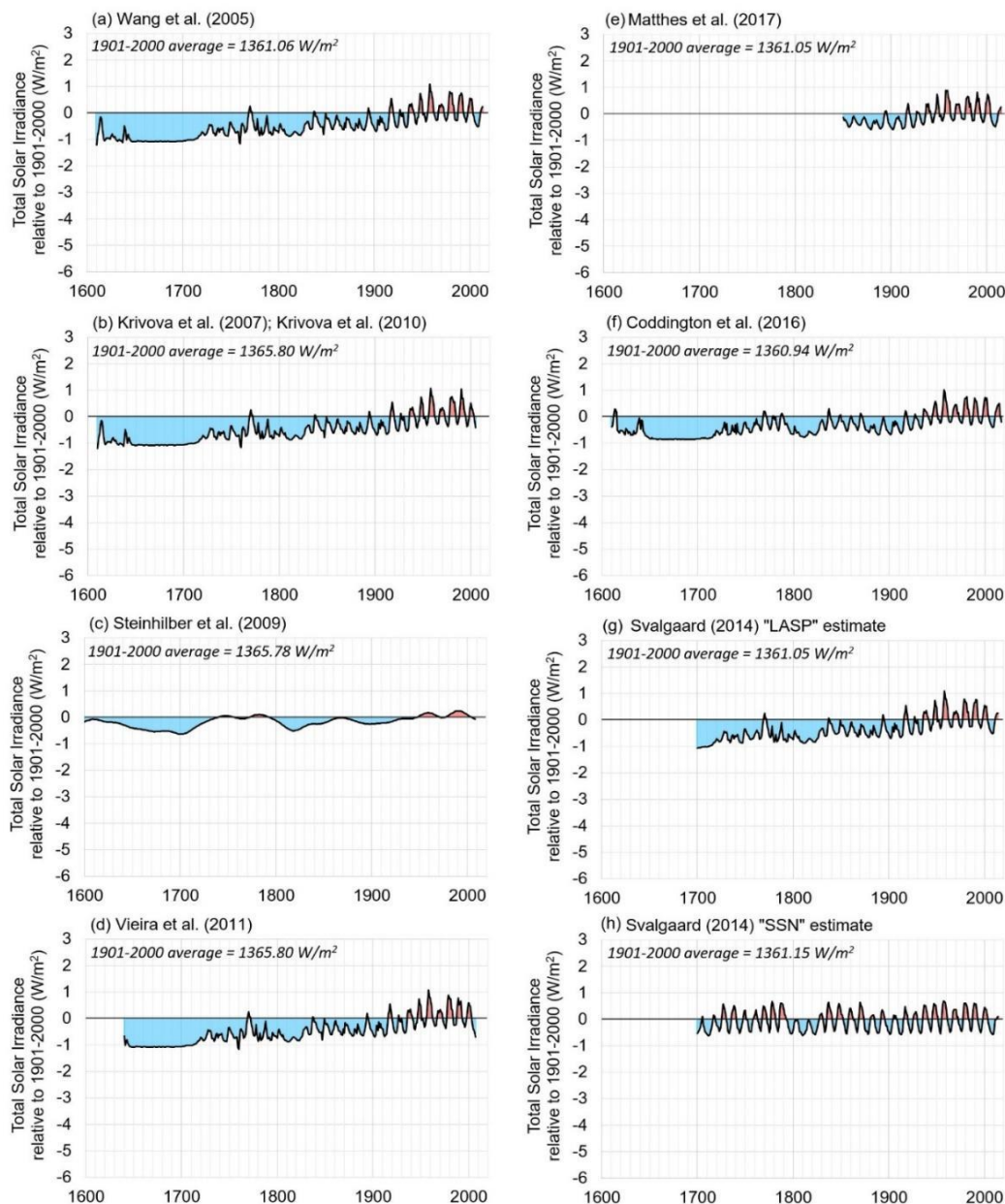
2.6 A 11 éves „Schwabe” kvázi-ciklikus összetevő látszólagos ellentmondásai

A kozmogén izotóp-proxy-kon alapuló Steinhilber et al. (2009) rekonstrukció kivételével úgy tűnhet, hogy a „kis változékonyságú becslések” körében az összes TSI rekonstrukció (2. ábra) legjellemzőbb jellemzőjének a rövid távú maximum-minimum napfolt-ingadozások tekinthetők, amelyek periódusa nagyjából 11 év („Schwabe-ciklus”). Ezért kiindulásként az feltételezhető, hogy a napváltozékonyság földi éghajlatra gyakorolt hatása minden napfoltciklus során egyértelműen megnyilvánul. Ez még inkább érvényes, ha a nyers napfoltszámot (Sunspot Number, SSN) TSI proxy-ként kezeljük, mivel az SSN minden ciklus alatt nullára csökken (Gil-Alana et al. 2014).

A tudományos közösség számára ez már a Nap-éghajlat kapcsolatok modern kutatásának kezdete óta rejtélyt jelent, ugyanis a globális ingadozások (pl. felszín levegőhőmérsékletéé) a napfoltciklus során viszonylag kicsik Gray et al. (2010), Scafetta 2009), és gyakran nem is egyértelműek (Pittock 1983).

A földfelszín globális levegőhőmérsékletének csúcstól-mélységig terjedő változékonyságát a napfoltciklus alatt jellemzően (tapasztalat alapján) körülbelül 0,1°C-ra becsülik Gray et al. (2010), Scafetta (2009) ugyan megjegyzi, hogy a „11 éves napciklus lenyomatát” a szakirodalomban körülbelül 0,05°C és körülbelül 0,2°C közé teszik. Megjegyzi azt is, hogy az éghajlati modellek általában még ezt a szerény hőmérsékleti ingadozást sem képesek szimulálni a napciklus alatt. Vannak olyan klímamodellek, amelyek szerint a napciklus hatása legfeljebb 0,02-0,04°C lehet. Részben ennek alapján javasolja, hogy *„... okkal feltételezhető, hogy a hagyományos éghajlati modellek nem képesek hűen rekonstruálni a Nap éghajlati hatását, és jelentősen alábecsülik azt”* Scafetta (2009).

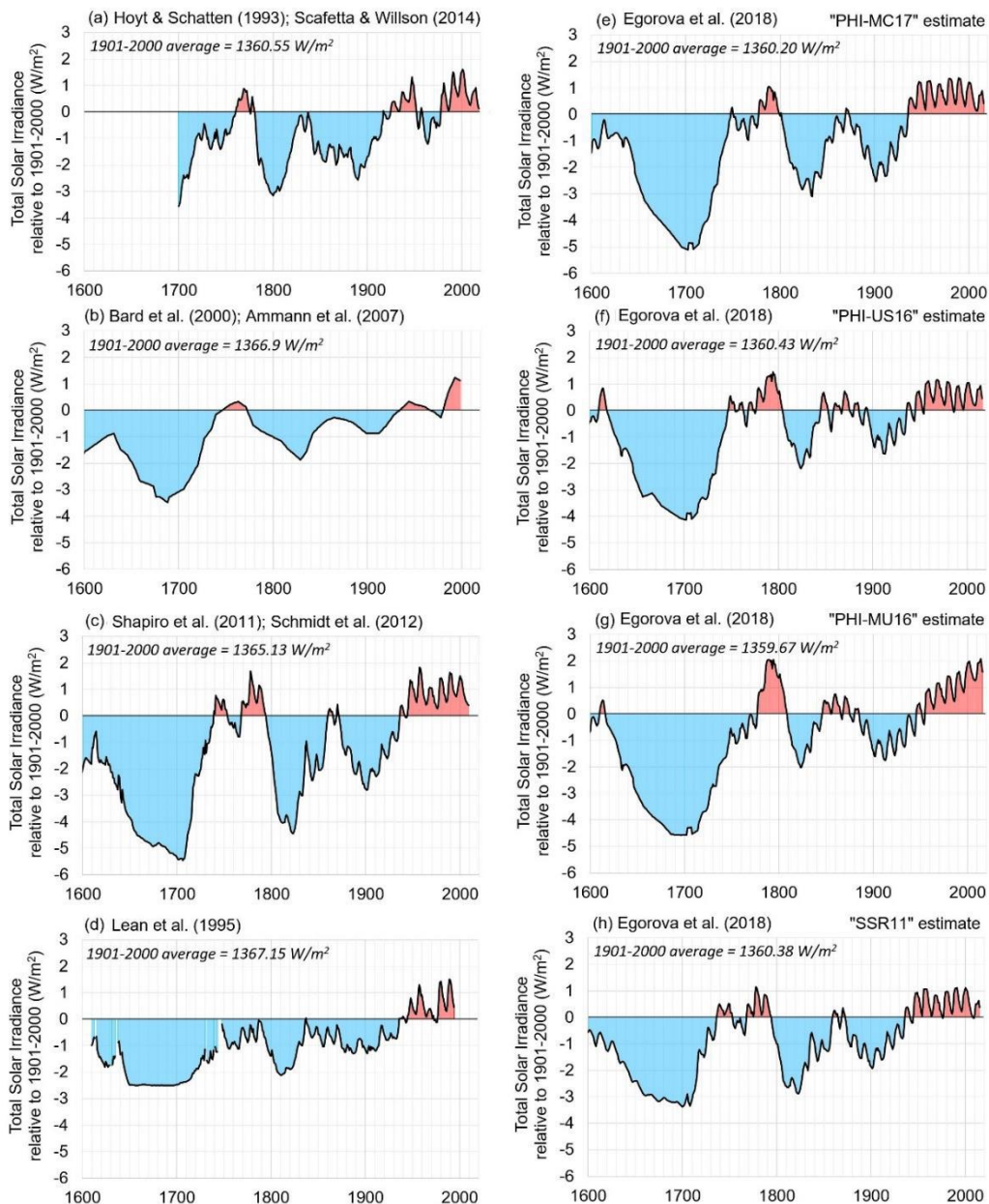
Total Solar Irradiance - Low variability estimates



2. ábra. A TSI nyolc csekély változékonyságú becslése az 1901–2000 átlaghoz képest

Mindenesetre, ha feltételezzük, hogy (a) az alacsony változékonyságú TSI-becslések megbízhatóbbak, mint a nagy változékonyságú becslések, és (b) lineáris összefüggés van a TSI és a globális (vagy félgömbi) felszíni levegőhőmérséklet között, ezek a viszonylag csekély 11 éves napciklus-hatások már a 19. század óta nagyon szerény felső határt szabnak a napváltozékonyság felszínhőmérsékletre gyakorolt maximális hozzájárulásának mértékére az északi féltekén. Az 5. szakaszban összehasonlítjuk a kis és nagy változékonyságú TSI-becslések felhasználásával kapott lineáris illeszkedéseket, vagyis implicit módon értékelni fogjuk az első feltételezést. Jelentős azonban a szakirodalomban azok száma, akik többféle szempontból is kritikusnak tartják a második feltételezést.

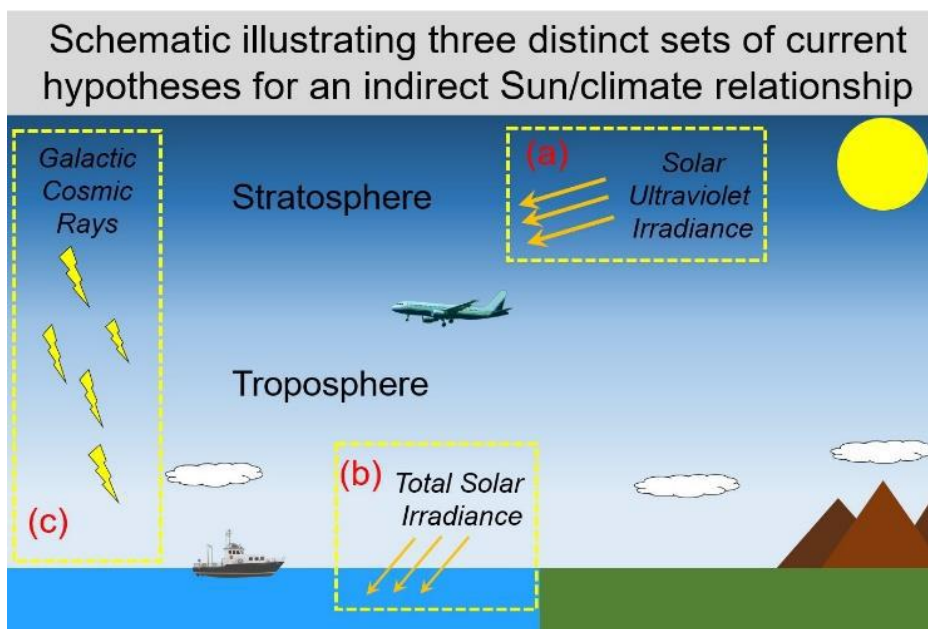
Total Solar Irradiance - High variability estimates



3. ábra. A TSI nyolc nagy változékonyságú becslése az 1901–2000-es átlaghoz képest. Megjegyzendő, hogy az y tengely skálája megegyezik a 2. ábrán szereplővel

Ezért ebben a részben áttekintünk néhány, a „11 éves paradoxon” feloldásával kapcsolatos próbálkozást.

A paradoxont azt jelentheti, hogy a Nap nem csak a TSI változásokon, hanem más módok (ultraibolya-összetevő (UV) változások, galaktikus kozmikus sugárzási fluxusok stb.) révén befolyásolja az éghajlatot. Az elmúlt évtizedek szakirodalmának nagy része azt sugallja, hogy nem csupán a TSI és a felszín globális levegőhőmérséklete között kell közvetlen lineáris összefüggést keresni, hanem figyelemmel kell lennünk a közvetettebb és/vagy árnyaltabb Nap-éghajlat kapcsolatok lehetőségére. Néhány fő hipotézist sematikusán foglal össze a 4. ábra.



4. ábra. A három mai, egymástól elkülönülő hipotéziscsoport kulcstérségét szemléltető ábra arról, hogy a Nap hogyan befolyásolja közvetve a Föld éghajlatát. Az a) típus szerint a bejövő napsugárzás ultraibolya tartományában nagyobb a változékonyság, de ez leginkább a sztratoszférában abszorbeálódik. Ezért azt állítják, hogy a Nap-éghajlat csatolás nagyrészt a sztratoszférában keletkezik, de továbbterjedhet a troposzférára és a felszínre („felülről lefelé”). A b) típus azt sugallja, hogy a troposzférán belül közvetlen hatásai vannak a teljes napsugárzás változásainak, de ezek vagy árnyaltak (pl. a légköri mintázatok változásai révén), vagy az óceánok felmelegítésével járnak, amelyek ezután közvetett módon változtatják meg a troposzférabeli éghajlatot („alulról felfelé”). A c) típus szerint a napváltozékonyság csökkenti a bejövő galaktikus kozmikus sugarak (GCR) fluxusát, amikor a napszél erős, és ez arra utal, hogy a GCR fluxus befolyásolja a troposzféra és/vagy a sztratoszféra éghajlatát.

2.6.1. Mechanizmusok „felülről lefelé”, illetve „alulról felfelé”

Bennünket - földfelszínen élő fajként - a talajszinten, vagy az annak közelében uralkodó éghajlat érdekel leginkább, például a felszín levegőhőmérséklete. A legtöbb éghajlati megfigyelés a felszínen vagy annak közelében írja le az éghajlatot. Azonban, amint azt Dines (1919) a 20. század elején megjegyezte korabeli időjárási légkömb-mérések elemzése alapján, a felszíni hőmérséklet és a légnyomás ingadozása némileg összefügg a troposzférában és a sztratoszférában végbementő változásokkal. Valóban, a hőmérsékleti változékonyság a troposzféra egészében részlegesen korrelál a felszíni és a határreteg hőmérsékletével, részben pedig antikorreál a sztratoszféra hőmérsékletével (Wu et al. 2006). Ezt szem előtt tartva számosan, akik a Nap-éghajlat kapcsolatokat kutatják, azonosítottak néhány lehetséges „felülről lefelé irányuló” mechanizmust, amelyek révén a sztratoszférában egy viszonylag erős ~11 éves napciklus-jel viszont lefelé terjedhet, ami a felszíni éghajlatot közvetve befolyásolhatja. Ez talán finom és árnyalt módon magyarázhatja a látszólagos „11 éves paradoxont”.

Labitzke és van Loon (1988) érdekes korrelációkat vett észre az északi félteke téli hőmérsékletei (valamint bizonyos légköri nyomásszinteken a geopotenciális magasságok) és a 11 éves napciklus között a sztratoszférában, különösen a sarkvidéken. Megállapították, hogy ezek az összefüggések akkor voltak a legszembetűnőbbek, amikor az adatokat két részre osztották annak alapján, hogy az úgynevezett „kvázi kétévenkénti oszcillációs” (QBO) szél nyugati vagy keleti szakaszában volt-e. A QBO egy sztratoszférikus keringési mintázat, ahol az egyenlítő közelében uralkodó sztratoszférikus szelek nagyjából két évente váltakoznak, nyugati és keleti irányban. E csoport későbbi munkája

kiterjesztette ezeket a kapcsolatokat a trópusokra, a szubtrópusokra és mindkét féltekére, valamint a többi évszakokra van Loon és Labitzke (2000), Labitzke (2005), Labitzke és Kunze (2012).

Labitzke et al. úgy gondolja, hogy a kapcsolat részben a troposzférán belül is fennáll, az összefüggések mégis a sztratoszféra esetében mutatkoznak a legerősebbnek. Idevágólag számos kutató megjegyezte, hogy a bejövő napsugárzás ultraibolya (UV) komponensének nagy része abszorbeálódik a sztratoszférában, és ennek az UV-komponensnek a 11 éves cikluson belüli változékonysága sokkal nagyobbak tűnik, mint a TSI esetében (Haigh 1994, Lean et al. 1997, Haigh és Blackburn 2006, Harder et al. 2009, Lean & DeLand 2012). Ez vezetett a közvetett Nap-éghajlat kapcsolat jelenlegi hipotéziseinek egyik fő halmazához, amit sematikusán a 4. (a) ábra szemléltet. Vagyis azt állítják, hogy a Labitzke és munkatársai által eredetileg beazonosított és mások által pontosított kapcsolatokat (Salby és Callaghan 2000, Frame és Gray 2010, van Loon H és Shea 2000, Shindell et al. 2020, Kodera és Kuroda 2002, Hood 2003, 2016, Matthes et al. 2006) valamilyen módon az UV sugárzás vezérli, és ezért a sztratoszférából származnak, nem pedig a troposzférából (Salby és Callaghan 2000, Frame és Gray 2010, Haigh 1994, Haigh és Blackburn 2006, Kodera és Kuroda 2002, Hood 2003, Hood 2016, Matthes et al. 2006).

Ezek a „felülről lefelé” mechanizmusok azt jelentik, hogy a troposzférában vagy a felszínen azonosított Nap-éghajlat viszonyok közvetett módon a sztratoszféra és a troposzféra összekapcsolódása révén jönnek létre. Ebből a szempontból a 11 éves paradoxon egyik megoldása az lehet, hogy ugyan vannak Nap-éghajlat csatolások, de e kapcsolatok többnyire a sztratoszférára korlátozódnak, és mire a „napjel” felszínre ér, már csak egy szerény jelmaradvány válik belőle. Azok a klímamodellek, amelyek megpróbálják beépíteni ezeket a „felülről lefelé” mechanizmusokat, általában valóban viszonylag kicsi és diffúz földfelszíni „napjelet” szimulálnak, ld. Haigh (1994), Haigh és Blackburn (2006), Rind et al. (2008), Shindell et al. (2020), Matthes et al. (2006). Haigh és Blackburn (2006) modellszimulációi például azt sugallják, hogy a megnövekedett UV-besugárzás által okozott napfűtés legalább 50 napot vett igénybe a sztratoszféra felmelegítéséhez, de akár 500 napig is eltarthatott, míg elérte a troposzférát. Néhány tanulmány napjeleket talált a troposzférában, de úgy gondolták, hogy ezek kevésbé hangsúlyosak, mint a sztratoszférában, vagyis összhangban vannak a „felülről lefelé” hipotézissel, ld. Frame és Gray (2010), van Loon H és Shea (2000), Hood és Soukharev (2012), Hood (2016).

Más tanulmányok is találtak erős napjelre vonatkozó bizonyítékot a troposzférán belüli hőmérséklet-ingadozásban, pl. Soon et al. (2000a), Salby és Callaghan (2006), Dobrica et al. (2018), van Loon és Shea (1999), Gleisner és Thejll (2003). Elsősorban Soon et al. (2000a) talált érdekes összefüggéseket a naptevékenység egy meghatározott mértéke (a Nap koronalyukakkal fedett területe) és az alsó troposzféra léghőmérséklete között (műholdas mérésekből származtatva). Eredményeik szerint az alsó troposzféra hőmérsékleti ingadozásának nagy része (legalábbis a műholdas mérések kezdete óta) a napváltozékonysággal, a vulkáni aktivitással és az El Niño/La Niña periódusokkal magyarázható (Soon et al. 2000a). Amint a 4. ábra vázlatából látható, az alsó troposzféra névlegesen a felszínt is tartalmazza. Ezért első látásra úgy tűnik, hogy Soon et al. (2000a) ellentmondásban van a 11 éves paradoxonnal. Itt azonban tovább kell árnyalnunk a kérdést, mivel az „alsó troposzféra” hőmérsékleti trendjeinek műholdas becslései leginkább a planetáris határréteg feletti, vagyis az első néhány kilométer feletti hőmérsékletet írják le. Néhányunk (RC, MC és WS) folyamatban lévő munkája azt sugallja, hogy a troposzféra határréteg feletti részeiben a hőmérsékleti változékonyság szorosabban kapcsolódik a sztratoszféra hőmérsékletéhez, mint a troposzféra legalsó részeiben, a földfelszínhez közel. Ezt szem előtt tartva a Nap-éghajlat viszonyok jövőbeni kutatását szerintünk úgy érdemes folytatni, hogy a troposzférában meg kell különböztetni a troposzféra határréteg részét és a határréteg feletti troposzféra-régiót (valamint külön figyelembe kell venni a troposzféra tetején a tropopauza átmenetet a troposzféra és a sztratoszféra között).

Eközben mások egy árnyaltabb napjel mellett érveltek a Föld felszínén illetve a troposzférán belül. Szerintük a Nap változékonysága közvetlenül befolyásolja a felszín és a troposzféra éghajlatát, de finomabb módon, amelyek pozitív visszacsatolások és/vagy az óceáni vagy légköri keringés mintázatok változásai révén erősödnek fel (Zhou és Tung 2013), Camp és Tung 2007a). van Loon et al. például olyan napjelek mellett érvelt, amelyek megváltoztatják a Hadley- és a Walker-cirkulációk keringési mintázatait (Meehl et al. 2009, van Loon et al. 2004); az El Niño Déli Oszcil-

lációt (ENSO) (van Loon és Meehl 2008, 2011, Meehl et al. 2009), valamint az Észak-Atlanti Oszcillációt (NAO) (van Loon et al. 2012). A globális keringési mintázatokban bekövetkező változások megváltoztathatják a regionális, sőt egy egész félteke felszíni hőmérsékletét. Hasonlóképpen Ruzmaikin et al. bizonyítékot talált a North Annular Mode (NAM) mintázatában egy napjelre, amely úgy tűnik, hogy befolyásolja az északi félteke felszínhőmérsékletét (Ruzmaikin és Feynman 2002, Ruzmaikin et al. 2004). Mostanában számos egyéb ilyen irányú kapcsolat merült fel (Christoforou és Hameed 1997, Roy és Haigh 2010, Misios és Schmidt 2012, Zhou et al. 2013, Roy et al. 2016, Roy 2018).

Ezek az alulról felfelé működő csatolási mechanizmusok – lásd 4. b) ábra – alternatív magyarázatot kínálnak a 11 éves paradoxon feloldásához, ami szerint a 11 éves ciklus csak mérsékelt közvetlen hatást gyakorol a felszíni hőmérsékletre, de közvetetten befolyásolja az éghajlatot (talán több évtizedes időléptékben) az uralkodó keringési mintázatok megváltoztatásával, különös tekintettel a globális áramlásokat meghatározó kulcstérségekkel összefüggésben (Christoforou & Hameed 1997).

Egyes kutatók szerint nehéz megállapítani, hogy a Nap-éghajlat csatolásban a „felülről lefelé” vagy az „alulról felfelé” csatolási mechanizmusok fontosabbak-e (Salby és Callaghan 2006, Camp és Tung 2007b, Zhou és Tung 2013). Mások szerint mindkét irányú mechanizmus fontos (Roy 2014, 2018, Roy és Kripalani 2019, Dima és Voiculescu 2016). Roy et al. azt javasolta, hogy mindkét irányban egymáshoz is kapcsolódó mechanizmusok komplex együttesét kell bevonni a vizsgálatokba (Roy 2014, 2018, Roy és Kripalani 2019). Eközben Dima és Voiculescu (2016) szerint a „felülről lefelé” és az „alulról felfelé” mechanizmusok kombinálódhatnak egy harmadik mechanizmussal is, amely magában foglalja a Nap által vezérelt felhőtakaró változékonyságát. Azt sugallják, hogy ezt galaktikus kozmikus sugárzási (GCR) mechanizmusok vezérelhetik, amit majd a 2.6.4. szakaszban tárgyalunk. Az általuk javasolt Nap-éghajlat csatolás a 4. ábrán tárgyalt mindhárom mechanizmust magában foglalja.

2.6.2. „Az óceán mint puffer”: Az óceán hőkapacitása, mint lehetséges „szűrő-kondenzátor” típusú pufferelő mechanizmus

Reid (1987, 1991, 2000) észrevette, hogy miután a 11 éves ciklust eltávolította, a globális tengerfelszín-hőmérséklet (SST) idősorok érdekes módon hasonlítani kezdtek a napfoltszám (Sunspot Number, SSN) megfigyelések több évtizedes trendjeihez. Az eltávolítást kétféle módon végezte: (1) a két idősört 11 éves futóátlaggal simította (Reid 1987), (2) az SSN idősor „burkolójának” felhasználásával, vagyis az egyes napciklusok maximumainak összekapcsolásával hozott létre idősorokat (Reid 1991). Azt állította, hogy a TSI változékonysága az óceán hőmérsékletét több évtizedes léptékekben befolyásolta, de a 11 éves ciklus alatt csak csekély mértékben, mivel ez az időlépték viszonylag rövid, továbbá (kvázi) ciklikus. *„A szoláris kényszer 11 éves periodikus jellege azonban jelentősen csökkenti a napciklus éghajlati hatásait, mivel az óceán hőtehetetlensége elég nagy ahhoz, hogy jelentősen csillapítsa a 11 éves ingadozást.”* - Reid (2000).

Ennélfogva Reid a fent leírt látszólagos „11 éves paradoxonra” azt a magyarázatot adta, hogy az óceánok hőkapacitásuk miatt hatékony pufferként működnek. Kiszűrjük a bejövő TSI rövid időtávú napváltozékonyságának nagy részét a 11 éves ciklusok alatt, ugyanakkor tükrözik a TSI-ben a hosszabb, több évtizedes és évszázados trendeket és ciklusokat. Ha az óceán hőmérsékletére a Nap változékonysága ilyen hosszabb időtartamokon át hatással van, akkor ez módosíthatja az óceáni és/vagy a légköri keringési mintázatokat, ami pedig befolyásolhatja a kontinensek felszínhőmérsékletét.

Amennyiben a hipotézis megállja a helyét, az azt jelentené, hogy a különféle időléptékben egymástól különítve kell vizsgálnunk a TSI változékonyságát (illetve a 2.5.2. és 2.5.3. szakaszban leírt elemzési típusokhoz) (Scafetta 2009). Dima és Lohmann (2009) szerint a Nap változékonysága az évezredek skálán kombinálható az óceáni termohalin cirkulációk változékonyságával, amely az *„~1500 éves [éghajlatváltozási] ciklusra egy együttes nap-termohalin eredetű cirkulációt”* hoz létre. Soon és Legates egy hasonló szoláris/termohalin mechanizmusra tett javaslatot, ami több évtizedes és évszázados időintervallumokon is működőképes (Soon 2009; Soon és Legates 2013). Lean et al. (1995) 3d) ábrán látható TSI rekonstrukciója segítségével (White et al. 1997, 1998)

megkísérelte kiértékelni a TSI-változékonyság óceán-hőmérsékletre gyakorolt hatását. White et al. (1997) egy 1900-1991-re vonatkozó SST adatkészletet és 1955-1994-re vonatkozó óceáni felszínközeli hőmérsékleti profilokat elemzett. Egy második publikációban White et al. (1998) az óceán felső részének mélységgel súlyozott, 1955-1996 közötti átlaghőmérsékletének (DVT) idősorával ismételte meg az elemzést. Mindkét tanulmány arra a következtetésre jutott, hogy a Nap óceánhőmérsékletre gyakorolt hatása nem ugyanannyinak adódik az évtizedes (9-13 év) időléptékben, mint amennyi a több évtizedes időléptékekben (18-25 év), és amennyi az első cikkben vizsgált hosszabb (92 éves: több évtizedes, és feltehetően csaknem évszázados léptéket is tükröző) adatkészletre adódott. Mindez nem mond ellent Reid azon hipotézisének, miszerint a Nap hatása az óceán hőmérsékletére különböző időintervallumokra számítva eltér egymástól. Az első tanulmány arra a következtetésre jutott, hogy a Nap változékonysága megmagyarázhatja az előző évszázad $0,4^{\circ}\text{C}$ -os globális SST-felmelegedésének $0,2\text{--}0,3^{\circ}\text{C}$ közötti részét (azaz 50–75%-át), amely épp a vizsgálat elvégzésekor következett be, vagyis az elemzés nagyrészt igazolta Reid következtetéseit. A második cikkben azonban világossá tették, hogy a Lean et al.-féle (1995) TSI-rekonstrukció alapján az utóbbi évtizedekben a TSI növekedése hosszú időtávon nem volt elegendő a felmelegedés sebességének magyarázatához. Ahhoz az üvegházgáz-komponenst is szükségesnek tartották figyelembe venni. Lean társszerzője volt az összes White et al. publikációnak.

Nemrégiben Scafetta (2009) empirikus alapon mellett érvelt, hogy az elmúlt 400 év globális hőmérsékleti tendenciájára vonatkozó becslések nagyon jól illeszkednek a napváltozékonysághoz, azzal a feltevéssel, hogy a TSI változásaiból fakadó sugárzási kényszer rövid (kevesebb, mint 0,5 év), és hosszú (több évtizedes) időléptékben is érvényesül – lásd még Scafetta (2008) és Schwartz (2008). Bár az elemzés empirikus jellegű volt, és így nem tételezett fel semmilyen meghatározott mechanizmust, állítása összhangban van a fentiekben ismertetett „óceán mint puffer” mechanizmussal. Az óceánokat számos energiamérleg-jellegű klímamodell (EBM) ténylegesen két vagy több rétegre osztja, és mindegyik rétegben különböző időléptékeket tételeznek fel, hogy képesek legyenek célzottan modellezni a pufferelési mechanizmust: például Lindzen és Giannitsis (1998), Held et al. (2010), Schwartz (2012), Ziskin és Shaviv (2012), Geoffroy et al. (2013), Schwartz (2018), Rohrschneider et al. (2019). Wang et al. (2020) szerint a TSI és az óceán hőtartalmának kapcsolata a földrajzi elhelyezkedéstől és a különböző időintervallumoktól függően változik.

Az „óceán mint puffer” mechanizmus önmagában lehetséges magyarázatot nyújt a látszólagos „11 éves ciklus paradoxon”-ra, különösen, ha a Nap éghajlatra gyakorolt hatását a TSI és az éghajlatváltozás ~11 éves ciklusidőnél hosszabb (azaz több évtizedes, évszázados vagy annál hosszabb) léptékekben vizsgáljuk. Megjegyezzük azonban, hogy még a ~11 éves komponens tekintetében is jelentős vita folyik a Nap hatásának erősségéről. A szakirodalomban a Nap által kiváltott óceánhőmérséklet-változékonyságot egy ciklus során $0,02\text{--}0,2^{\circ}\text{C}$ közöttinek tartják (Shaviv 2008, White et al. 1997, 1998, Douglass és Clader 2002é, Camp és Tung 2007a, Zhou és Tung 2010, Ruzmaikin és Aumann 2012). Ezért továbbra is indokoltnak tűnik a TSI szerepének a ~11 éves ciklusidőn belüli további vizsgálata. Shaviv (2008) arra mutatott bizonyítékot, hogy a 11 éves ciklus során az óceánhőmérsékletre gyakorolt naphatás 5-7-szer nagyobb, mint ami kizárólag a TSI változásai alapján várható. Elképzelése szerint ez azt jelzi, hogy a Nap hatását valamiféle erősítési mechanizmusok növelhetik. Olyanok, amilyenekkel például a 2.6.4. szakaszban foglalkozunk. Az elképzelés egyik támogatója Solheim (2013), aki szoros összefüggést állapított meg a globális tengerszint-változások éves átlaga és az éves átlagos napfoltszám között.

2.6.3. A Nap éghajlati hatásai egyes régiókban erőteljesebben jelentkeznek

A 2.6.1. szakaszban bemutattuk, hogy számos tanulmány szerint a Nap változékonysága közvetetten befolyásolhatja a regionális hőmérsékleti trendeket, például a légkörzési mintázatok megváltoztatásával. Egyes tanulmányok viszont a napváltozékonyság és a regionális éghajlati trendek között egy sokkal közvetlenebb kapcsolat mellett érvelnek. A nagy változékonyságú TSI becslések egyikének felhasználásával (Hoyt és Schatten (1993) Soon legalább 1875 óta meglévő, szembetűnő összefüggést talált a TSI és az Északi-sarkvidék felszíni levegőhőmérséklete között, (a tanulmány készítésekor rendelkezésre álló hőmérsékleti idősor teljes időtartamában) (Soon 2005, 2009). Ez arra utalt,

hogy az északi-sarkvidéki hőmérsékleti tendenciák a 19. század óta (beleértve az északi-sarkvidéki felmelegedést az 1970-es évek óta) nagyrészt a napváltozékonyságra, és nem antropogén eredetre vezethetők vissza. Érdekes, hogy Callendar (1938) a CO₂-vezérelt globális felmelegedés mellett érvelő eredeti írásában ő maga is kételkedett abban, hogy az északi-sarkvidéki hőmérsékleti trendek eredete antropogén lenne. Soon et al. (2011) később hasonló eredményre jutott Kínában, míg Scafetta et al. legalább 1700-tól napjainkig ugyanezt mutatta ki a Közép-Angliai hőmérsékleti adatbázisban (Scafetta és Willson 2014, Scafetta 2013, 2014b). Soon et al. (2015) megjegyezte, hogy ha az északi félteke hőmérsékleti adataiban lévő urbanizációs torzítást korrigáljuk, ugyanez a TSI-becslés magyarázhatja a legtöbb hosszú távú hőmérsékleti tendenciát legalább 1881 óta az egész féltekén, a városi területek kivételével (Soon et al. 2015). Soon és Legates (2013) bizonyítékot találtak arra is, hogy ugyanez a TSI-becslés lehet a magyarázata az egyenlítő és a pólus közötti hőmérsékleti gradiensben tapasztalt trendek legnagyobb részének. Hoyt és Schatten (1993) TSI becslése nagyon erős korrelációt feltételez a felszíni levegő hőmérséklete és a TSI között. Egyikünk (JES) felfigyelt arra (a kézirat készítése alatt), hogy ez a TSI-becslés az augusztusi Barents-tengeri jégperem becslő pozícióinak hosszú (440 évnyi) idősorával is jól korrelál, amiről Mörner et al. (2020) is beszámolt.

Másrészt, ha a kutatók a 2. ábra valamelyik kis változékonyságú TSI-becslését használják, vagy akár a közvetlen SSN-megfigyeléseket tekintik naptevékenység-proxy-ként, akkor sokkal nehezebb erős kapcsolatot találni. Ennek ellenére számos kutató azt állítja, hogy bizonyos földrajzi régiókban erős kapcsolat mutatható ki a naptevékenység és a felszínhőmérséklet és/vagy a csapadék között (Le Mouél et al. 2008, 2010, Kossobokov et al. 2010, Solheim et al. 2012, Mörner et al. 2020, Lüdecke et al. 2020, Dobrica et al. 2009, Dobrica et al. 2010, Laurenz et al. 2019).

Le Mouél és munkatársai például több tanulmányban arra hoztak fel érveket (a 2.5.2. szakaszban tárgyalt újabb munkájuktól függetlenül), hogy az éghajlati trendek Európában et al. (Le Mouél et al. 2008, 2010, Kossobokov et al. 2010, Le Mouél et al. 2009), az Egyesült Államokban (Le Mouél et al. 2009, Courtillot et al. 2010) és esetleg Ausztráliában (Le Mouél et al. 2008) is összhangban vannak azzal a megközelítéssel, miszerint az éghajlatváltozást legalább részben a Nap okozza. Ezzel az állítással szemben Yiou et al. két cikkben (Yiou et al. 2010, Legras et al. 2010) vitába szállt. Le Mouél et al. (2011) megvédte elemzésüket.

A „11 éves rejtély” paradigmáján belül ezek a tanulmányok többféle módon értelmezhetők:

1. Az esettanulmányok feltárhatnak a Nap-éghajlat kapcsolatokról olyan összefüggéseket, amelyek a globális elemzések során (például az árnyalt összefüggéseket átlagolással elsímítva) elkerülik a figyelmet. Ezek a tanulmányok egyes esetekben csupán a releváns adatok korlátozott hozzáférhetősége miatt szűkülnek bizonyos régiókra (Le Mouél et al. 2008, Scafetta és Willson 2014, Soon et al. 2015, Scafetta 2014b). Más esetekben az elemzés esettanulmányként kezelendő (Dobrica et al. 2009, Dobrica et al. 2010, Butler 1994, Soon et al. 2011). Ez potenciálisan ellentmondhat a „11 éves paradoxonnak”, ha a csatolások később globális jellegűnek bizonyulnak. Dobrica et al. (2018) azzal érvel, hogy a Nap és az éghajlat közötti csatolások, amelyeket európai esettanulmányaikban (Dobrica et al. 2009, Dobrica et al. 2010) már korábban azonosítottak, kiterjeszthetők az északi félteke nagy részére, továbbá a légkör különböző szintjeire is: a felszíntől egészen a sztratoszféráig.
2. Amellett is lehet érvelni, hogy ezek a csatolások szigorúan regionális jellegűek. Vagyis a tanulmányok éppen olyan egyedi földrajzi régiókat azonosíthattak, ahol az éghajlati tendenciákban különösen hangsúlyos a Nap hatása (Le Mouél et al. 2010, Kossobokov et al. 2010, Solheim et al. 2012, Mörner et al. 2020, Lüdecke et al. 2020, Dobrica et al. 2009, Dobrica et al. 2010, Laurenz et al. 2019). Ez esetben nincs ellentmondás a globális trendekre vonatkozó „11 éves paradoxonnal”.
3. Egy harmadik értelmezés kompromisszumot kínál a két előző között. Előfordulhat, hogy az azonosított régiók jelenítik meg a jelentősebb éghajlati „hatásterületeket” (Christoforou és Hameed 1997). E régióknak a Nap által kiváltott éghajlati változékonysága elvezethet az uralkodó légköri és/vagy óceáni keringési mintázatok elmozdulásához. Christoforou és Hameed (1997) szerint ez a megközelítés elvileg olyan mechanizmusokat kínálhatna, ame-

lyek révén a TSI viszonylag kicsi változékonysága a ~11 éves ciklus alatt közvetetten több évtizedes éghajlati tendenciákhoz vezethet regionális vagy akár globális méretekben. Számos javaslatot fogalmaztak meg már efféle lehetséges mechanizmusokra, például Soon (2009), Mörner et al. (2020). Közbevetőleg megjegyezzük, hogy Mörner et al. (2020) szerint a napszél a fő éghajlatalakító tényező, és nem a TSI. Azt gondolják, hogy a napszél kölcsönhatásba lép a Föld forgássebességét befolyásoló magnetoszférával (naphossz, Length-of-Day, LOD; Duhau és Martínez 1995, Duhau és Jager 2012), és ez megváltoztatja a Föld impulzusnyomatékát, ami módosítja az uralkodó óceáni köráramlások mintázatát.

2.6.4. Galaktikus kozmikus sugárzás által vezérelt erősítő mechanizmusok

A 2.6.1. szakaszban megtárgyaltuk, ki mivel érvelt annak igazolására, hogy a Nap-éghajlat kapcsolatban az UV-összetevő napciklus alatti nagy változékonysága játssza a főszerepet, és nem a teljes napsugárzás (TSI) kisebb mértékű változékonysága. Mivel a bejövő UV-besugárzás nagy része elnyelődik a sztratoszférában, ez különféle „felülről lefelé” tartó mechanizmus-javaslatokhoz vezetett, amelyek során a Nap-éghajlat csatolások a felső légkörben kezdődnek, mielőtt lefelé terjednének. Ezt szemlélteti sematikusan a 4. (a) ábra. Más kutatók azonban a Nap változékonyságának egy további – a napciklus során szintén jelentős változékonyságot mutató – aspektusára összpontosítottak: a Föld légkörébe belépő galaktikus kozmikus sugárzás (GCR) erősségének és típusának változására. Mivel a GCR-fluxusok változékonysága különböző magasságokban eltérő, de egyes GCR komponensek mind a troposzférában, mind a sztratoszférában abszorbeálódnak, az efféle mechanizmusok a légkör egészében is relevánsak lehetnek (Carslaw et al. 2002, Ney 1959, Dickinson 1975) – 4(c). ábra. Mivel mind a beáramló GCR fluxus, mind a változékonyság növekszik a földrajzi szélességgel (a legnagyobb a geomágneses pólusoknál (Carslaw et al. 2002, Ney 1959, Dickinson 1975), és ha ezek a mechanizmusok igazolódnak, a Nap-éghajlat kapcsolatok egyes régiókban kifejezettebbek lehetnek, mint másutt (2.6.3. szakasz).

Noha a kozmikus sugárzás részben a Napból származik, a GCR vélhetően más csillagrendszerből érkezik, mindenekelőtt közeli szupernóvák robbanásaiból. Úgy tűnik azonban, hogy a napszél csökkenti a Föld légkörébe bejutó GCR fluxusát, és mivel a napszél a Nap aktivitásával együtt növekszik, a GCR-fluxus fordítottan arányos a naptevékenység-erősségével. Annak ellenére, hogy a GCR-fluxus sokkal gyengébb, mint a bejövő TSI, a GCR felelős a légkörben zajló ionizáció nagy részéért. Éppen emiatt a kozmogén izotópok, például a ^{14}C vagy a ^{10}Be arányainak változását gyakran tekintik naptevékenység-erősségi proxy-ként (2.3. szakasz).

E megfontolásból Ney (1959) és Dickinson (1975) egyaránt azt feltételezte, hogy a GCR fluxusváltozásai az ionizációs folyamatok és/vagy az elektromos terekkel való kölcsönhatások révén kihathatnak az éghajlat alakulására. Például Ney szerint a GCR fluxusváltozásai vihareketkezési változásokhoz vezethetnek (különösen zivatarokéhoz, Ney 1959). Dickinson úgy találta, hogy ha a GCR jelentős szerepet játszik a Nap-klíma mechanizmusban, akkor kell lennie egy olyan csatolásnak, amely kapcsolatot teremt a GCR és a felhőképződés között. Nyíltan bevallotta, hogy hipotézisei szigorúan spekulatívak, és figyelmeztetett: „*Olyannyira halmoztam a spekulációkat, hogy már kifogytam további használható érvekből*”. Remélte azonban: „... hogy ez a vita útmutatást nyújt a naptevékenység és az alsó légkör közötti fizikai csatolások további kutatásának eredményes útjaihoz” (Dickinson 1975).

Huszonkét évvel később Svensmark és Friis-Christensen (1997) érdekes eredményre jutott, ami első látásra igazolni látszott Dickinson spekulációit. Az ISCCP-C2 adatkészletben feltűnő összefüggést találtak a GCR fluxus és a globális felhőtakaró műholdas becslései között, az akkor rendelkezésre álló, 1983-1990 közötti időszakra. Bár ez viszonylag rövid időtartam volt, a napciklus jelentős részét átfogta, és erős Nap-klíma csatolást mutatott. Olyat, amelyet az éghajlati modellek nem vettek figyelembe. A tanulmányt erősen kritizálták (Kerthaler et al. 1999, Jørgensen és Hansen 2000), de a szerzők válaszoltak a bírálatokra (Svensmark és Friis-Christensen 2000).

Kerthaler et al. (1999) cikke újra elemezte az ISCCP-C2 adatkészletet, különbséget téve a „magas”, a „közepes” és az „alacsony” felhők között, sőt a globális adatokat földrajzi szélességi sávokra is felosztották. Azt állították, hogy ezt a rétegezett megközelítést alkalmazva eltűnik a lát-

szólágos kapcsolat a GCR és a felhőborítottság között. Amikor az ISCCP adatkészletet 1994-ig frissítették, és átnevezték „D2” verzióra, az adatbázis-szolgáltatók igazodtak a felhőmagasság és földrajzi szélesség szerinti felbontáshoz. Ettől függetlenül Pallé Bagó és Butler (2000, 2001), valamint Marsh és Svensmark (2000) is megerősítette, hogy az eredetileg leírt kapcsolat nem kimutatható, de továbbra is létezhet valamiféle árnyaltabb kapcsolat. Úgy tűnt, hogy szoros összefüggés áll fenn a GCR fluxus és az alacsony felhőzet aránya között, különösen kisebb földrajzi szélességeken. Ez ellentétben azzal, amit várnánk, hiszen feltételezhető, hogy egy efféle hatásnak egy nagyobb magasságban és a nagy földrajzi szélességeken lévő felhők esetén kellene erősebbnek lennie. Ennek ellenére az összefüggés meglehetősen szembetűnő volt, és valamelyest hosszabb időszakra (1983–1994) terjedt ki.

A korábbiakhoz hasonlóan ezt az újonnan javasolt csatolási mechanizmust is kritikával illették (Laut 2003, Damon és Laut 2004, Sun és Bradley 2002, 2004, Kristjánsson et al. 2004), amelyekre a szerzők válaszoltak (Marsh és Svensmark 2003, 2004), és némi támogatást is kaptak más kutatóktól (Carslaw et al. 2002, Harrison és Stephenson 2006). Amikor azonban az ISCCP-D2 adatállományt 2001-ig frissítették, Marsh és Svensmark (2003) észrevették, hogy az addig nyilvánvalónak látszó kapcsolat immár nem volt kimutatható. Ugyanakkor azt is megjegyezték, hogy az elérhető ISCCP kalibrált műholdaknál adathiány lépett fel 1994 szeptembere és 1995 januárja között, és hogy ha egy lépéses kalibrációs kiigazítást alkalmaznak az adathiány idejére, akkor az alacsony felhőzet és a GCR közötti összefüggés az egész frissített 1983–2001-es időszakban megmarad. Eközben Sun és Bradley (2004) azzal jött elő, hogy a teljes ISCCP D2 idősor megbízhatatlan, és hogy előnyösebb földi idősorokat használni (amelyek ellentmondani látszottak a GCR/felhő hipotézisnek), míg Marsh és Svensmark (2004) ennek épp az ellenkezőjét állította. Újabban – amikor a nem kiigazított ISCCP-D2 adatkészletet 2008-ig frissítették – Agee et al. (2012) szerint a GCR-felhő hipotézis megbukott, mivel szokatlanul intenzív GCR-fluxus idején szokatlanul kismértékű felhőborítottságot tapasztaltak. A másik oldalról Evan et al. (2007) már korábban azt közölte, hogy az ISCCP-adatkészlet szokatlanul alacsony felhőtakaró-értékei a „műholdmegfigyelés geometriai műtermékeinek és [...] nem a légkör fizikai változásainak tulajdoníthatók”.

Együttérzünk mindazokkal az olvasókkal, akik a globális felhőalapú adatkészletek megbízhatóságáról szóló vitákat nyugtalanítóknak találják. Mindenesetre Kristjánsson et al. (2004) fontos további fogas kérdést vetett fel az elmélet számára azzal a megjegyzésével, hogy – mivel a GCR fluxusok elég jól korrelálnak a naptevékenység egyéb mutatóival – hasonló összefüggéseket lehetne találni a TSI és a felhőzet között. Ahelyett, hogy egyszerűen összehasonlították volna a globális idősorokat, térbeli korrelációkat elemeztek. Azt tapasztalták, hogy a korreláció egyes régiókban erősebb, mint másokban. Pallé et al. (2004) szintén hasonló eredményeket talált.

Egy sor tanulmányban Voiculescu et al. ezekre az elképzelésekre építve regionális elemzéseket végzett, azon az alapon, hogy a felhőborítottságot a különböző régiókban különböző tényezők befolyásolhatják, ideértve a különböző szoláris hatótényezőket is (Dima és Voiculescu 2016, Voiculescu et al. 2006, Voiculescu és Usoskin 2012, Voiculescu et al. 2013). Voiculescu et al. sok régióban kimutatta a felhőtakaróra gyakorolt szoláris hatást, de egyes régiókban és a különböző típusú felhők esetében az UV besugárzás és a felhőborítottság között még ennél is erősebb korrelációt talált. Más régiók esetében a felhőborítottság inkább a GCR fluxusváltozással korrelált erősebben, de találtak olyan régiókat is, ahol a felhőborítottságot láthatóan nem a szoláris tényezők befolyásolták (Voiculescu et al. 2006, Voiculescu és Usoskin 2012).

Bár kevésbé izgalmasak, mint Svensmark és Friis-Christensen (1997) eredeti eredményei, ezek az árnyaltabb elemzések, amelyekben a GCR csak egyik lehetséges hatótényezője a felhőtakaró változásainak, még mindig összhangban állnak azzal az általános elmélettel, miszerint a GCR fluxusában bekövetkező változások jelentik a globális hőmérséklet-változások mozgatórugóját. Ugyanakkor az is látszik, hogy finomabb regionális hatásokat is figyelembe kell venni. Megerősíti továbbá, hogy érdemes lenne a GCR által vezérelt mechanizmust elkülöníteni a többi szoláris csatolási mechanizmustól (Carslaw et al. 2002).

Ezeknek az árnyaltabb GCR/felhő kapcsolatoknak az elemzéséhez valószínűleg hasznos megközelítést jelent a Forbush-csökkenési (Forbush decrease, FD) eseményekhez kapcsolódó felhőborítottság-változás vizsgálata. A Forbush-csökkenés koronakitöréseket (Coronal Mass Ejection, CME)

követő olyan esemény, amilyenekből általában évente csak néhány fordul elő. A napszél ilyenkor átmenetileg néhány óra időtartamra megerősödik, ami néhány napon át lényegesen lecsökkenti a GCR fluxust. Bár a CME-k a naptevékenység egyéb aspektusait is befolyásolják, a GCR-fluxusra gyakorolt átmeneti hatás is jól mérhető. Következésképpen, ha a GCR/felhő mechanizmus működik, akkor azt várjuk, hogy ennek bizonyítékát be lehet azonosítani az esemény előtti és esemény utáni napok időjárási viszonyainak összehasonlításával. Jó néhány tanulmány számolt be az FD eseményekhez kapcsolódó jelentős időjárási változásokról. Például az Egyesült Királyság több meteorológiai állomásán végzett földi napfényméréseket elemezve Harrison és Stephenson (2006) FD események idején a diffúz napsugárzás átlagos csökkenését állapította meg (vagyis a felhősebb időjárást). Svensmark et al. (2009) pedig azt mutatta ki, hogy az alacsony magasságú felhők folyékony H_2O -tartalma akár 7% -kal is csökkenhet FD események alatt. E tanulmányokat azonban ismét megtagadták. Laken et al. (2009) és Čalogović et al. (2010) például kétségbe vonta Svensmark et al. (2009) elemzését, azzal érvelve, hogy az FD-k és a felhőzet között nincs statisztikailag megbízható kapcsolat. Egyes FD események erősebbek, mint mások, és annyira szórványosak, hogy az erős események száma egy viszonylag rövid időszakban (például a műholdas mérések korszakában) meglehetősen csekély. E korlátot leküzdendő, Dragić et al. (2011) a felhőborítottság jellemzésére a „Napi Hőmérsékleti Tartomány”-t (Diurnal Temperature Range, DTR), azaz 189 európai meteorológiai állomás napi maximum- és minimumhőmérséklet adatai közötti különbségét javasolta alapul venni. Ez a műholdkorszaknál sokkal hosszabb időtartam tanulmányozását tette lehetővé. Statisztikailag szignifikáns változásokat találtak az erős FD-k DTR-jében, legalább 7%-os GCR-csökkenéssel. Laken et al. (2012) azt állította, hogy sem Dragić et al. (2011), sem Svensmark et al. (2009) statisztikai átlagolási technikája nem volt megfelelő. Svensmark et al. (2016) elvégzett egy még robusztusabb statisztikai elemzést is, és arra a következtetésre jutott, hogy „*az FD-k tényleges hatással vannak a felhőkre, valószínűleg ionok révén*”.

A GCR/felhő elmélet relevanciájáról, illetve arról a pontos fizikai mechanizmusról, amelyen keresztül a GCR változásai befolyásolhatják a felhőborítottságot, folyamatos vita zajlik. (Carslaw et al. 2002, Kirkby 2007). Jelentős laboratóriumi fejlesztés indult el annak érdekében, hogy egy zárt (beltéri) rendszerben reprodukálni lehessen a felhőképződés egyes lépéseit és tanulmányozni lehessen a GCR szerepét más tényezőkhez képest. Ide tartoznak Svensmark et al.-nak a „SKY” projekt keretében végzett felhőkamra-kísérletei (Svensmark et al. 2017, Enghoff et al. 2011, Svensmark et al. 2013), de ide tartozik egy független CERN-bázisú kutatócsoport „CLOUD” projektje (Kirkby et al., (Kirkby 2007, Kirkby et al. 2011, Gordon et al. 2017, Pierce 2017) is.

A kísérletek megerősítették, hogy a GCR által kiváltott ionizáció bizonyos körülmények között növelni látszik a felhő magképződésének sebességét (Svensmark et al. 2017, Enghoff et al. 2011, Svensmark et al. 2013, Kirkby et al. 2011). Ugyanakkor vita zajlik arról, hogy vannak-e olyan jelentős régiók, ahol a felhőképződést gátolja a GCR hiánya. A globális aeroszol modelleket felhasználó számítógépes szimulációk (amelyeket a CLOUD eredmények egy részének felhasználásával kalibráltak) azt mutatják, hogy a GCR nem ad jelentős hozzájárulást a felhőképződéshez (Gordon et al. 2017, Pierce 2017). Kirkby et al. (2011) azonban megjegyezte, hogy ezek a modellek még mindig nem nagyon alkalmasak a megfigyelt adatok magyarázatára. Eközben azt közölték le, hogy a felhőzetet valószínűleg - legalábbis az Antarktisz esetében - befolyásolja a GCR (Jokinen et al. 2018).

A GCR és az éghajlat közötti lehetséges kapcsolatokról folytatott vita nagyrészt Svensmark et al. elméletére összpontosított. Más csoportok eközben finomabb hatások mellett érveltek: például a sztratoszférikus ózonkoncentráció (Kilifarska 2015), vagy a ciklon- és anticiklon-jellegű aktivitás befolyásolásával (Artamonova és Veretenenko 2014). Kiemelendő Tinsley-ék eredménye. Őszerintük a GCR a Globális Elektromos Áramkör (GEC) befolyásolásán keresztül lép kapcsolatba az éghajlattal (Tinsley és Heelis 1993, Tinsley 2012, Lam és Tinsley 2016). Ez az irányzat Ney (1959) és Dickinson (1975) eredeti hipotéziseire épít. Carslaw et al. (2002) megjegyezte, hogy e csatolási mechanizmusok önmagukban is befolyásolhatják a felhőborítottságot, így nehéz különbséget tenni Svensmark et al. elmélete és az ettől különböző árnyaltabb GCR/felhő/klíma mechanizmusok között. Tinsley és munkatársai a mai napig több olyan tanulmányt publikáltak, amelyek szerint a GCR és az éghajlat között a Globális Elektromos Áramkör (GEC) teremthet lehetséges kapcsolatokat (Tinsley és Heelis 1993, Tinsley 2012, Lam és Tinsley 2016, Zhou et al. 2016, Zhang et al. 2020b).

Mások is készítettek független elemzéseket, és ezek nagyjából összhangban állnak az efféle mechanizmusokkal (Carslaw et al. 2002, Harrison és Stephenson 2006, Voiculescu et al. 2013, Harrison et al. 2013).

Függetlenül attól, hogy a GCR milyen mechanizmusokon keresztül befolyásolhatja az éghajlatot, Shaviv és Veizer (2003) arról számolt be, hogy amikor összehasonlították a múltbeli paleohőmérsékletekre és az elmúlt 500 millió év GCR fluxusaira vonatkozó becsléseket, sokkal jobb egyezést találtak közöttük, mint amilyen a paleohőmérséklet és a múltbeli CO₂ között tapasztalható. Ezt a tanulmányt Rahmstorf et al. (2004a) és Royer et al. (2004) erősen bírálták, kölcsönös cáfolatokat és ellen-cáfolatokat kiváltva (Shaviv és Veizer 2004, Rahmstorf et al. 2004b, Shaviv és Veizer 2004). Nagy kihívást jelentő, fontos viták zajlanak arról, hogy ezekben az időléptékben a múltbeli hőmérsékletre, a CO₂-re és a naptevékenységre vonatkozó becslések közül melyek a legmegbízhatóbbak. Egyes tanulmányok szerint Shaviv és Veizer eredeti elemzése nagyrészt helyes (Svensmark 2007, Shaviv 2005, Svensmark 2012, Shaviv et al. 2014), míg mások szerint nem (Royer 2006, Lanci et al. 2020).

Nyilvánvaló, hogy a GCR éghajlatra gyakorolt jelentős hatására vonatkozó hipotézis mellett és ellene szóló bizonyítékok ellentmondásosak és kételyt ébresztők; az elméletnek sok támogatója (Svensmark 2007, 2019, Dragič et al. 2011, Shaviv et al. 2014, Maghrabi és Kudela 2019) és sok kritikus van (Sloan és Wolfendale 2013, Laken et al. 2012, Pierce 2017, Lanci et al. 2020, Kulmala et al. 2010), míg mások semlegesebbek maradtak (Dima és Voiculescu 2016, Pallé és Butler 2001, Voiculescu et al. 2013, Harrison et al. 2013, Yu és Luo 2014). Folyamatos a vita arról is, hogy a GCR-fluxusok változásának milyen nettó hatása lenne az éghajlatra. Érdeemes megjegyezni, hogy Ney (1959) eredeti hipotézise arról szólt, hogy a megnövekedett naptevékenységnek nettó hűtőhatáshoz kell vezetnie, ami Svensmarkék elméletének szöges ellentéte (Svensmark és Friis-Christensen 1997, Svensmark 2007, 2019, Marsh és Svensmark 2003). További bonyodalmat jelent, hogy a felhők szerepe látszólag attól függ, hogy rövid vagy hosszú időléptéket tekintünk-e. Young et al. (2019) például azt javasolja, hogy a felhők nettó éghajlati hatása negatív felhő-hőmérséklet-visszacsatolásból pozitív felhő-hőmérséklet-visszacsatolássá válhat, ha különböző időléptékeket veszünk figyelembe.

Mindazonáltal a GCR/felhő/klíma elmélet hívei (Svensmark 2007, 2019, Marsh és Svensmark 2003) is elismerik, hogy a jelenség nem olyan egyértelmű, mint azt Svensmark és Friis-Christensen (1997) érdekes tanulmánya eredetileg sugallta. Az elmélet kritikusai azonban azt is elismerik, hogy a GCR-nek nyilvánvalóan van némi hatása a felhőképződésre, és hogy a felhőborítottság változó módjának és miértjének megértése még mindig várta magára. Az elmélet kritikusai azt is elismerték, hogy az elmélet felbukkanása igen értékesnek bizonyult a tudományos közösség számára, mivel további kutatásokat indított el e kihívásokkal teli témában, többek között a SKY és a CLOUD projekteket (Gordon et al. 2017, Pierce 2017).

2.6.5. Rövid időszakon belül megmutatkozó bolygópálya-hatások

2.6.5.1. Az átlagos Föld-Nap távolság (1AU) és a napi Föld-Nap távolság közötti különbség

Érdeemes a figyelmet röviden arra is felhívni, hogy különbséget kell tenni a Napot elhagyó napsugárzás változása és a Földet elérő napsugárzás változása között. A naptevékenység változásainak megértése iránti nagy érdeklődés az előbbire összpontosít. Ez nyilvánul meg a TSI-ben, ami az 1 csillagászati egység (CsE, Astronomical Unit, AU) távolságban (az átlagos Nap-Föld távolságban) mért napsugárzási teljesítménysűrűség. E definíció a jelen cikkben tárgyalt TSI-rekonstrukciók többségére érvényes. Azonban – amint arról Soon et al. (2015) beszámolt – amiatt, hogy a Föld a Nap körül ellipszis alakú pályán kering, a Föld Naptól mért fizikai távolsága az év folyamán meglehetősen változik. Manapság a Föld 6,5%-kal több TSI-t (88 W m^{-2} -rel többet) kap januárban (azaz az északi félteke telén), a perihélium (Naphoz legközelebbi pont) ideje alatt, mint júliusban (azaz az északi félteke nyarán), az aphélium (a Naptól legtávolabbi pont) idején. Ezért, ha a naptevékenység-változás földi éghajlatra gyakorolt hatását meg akarjuk ismerni, akkor vitathatatlanul előbbrevaló

az, hogy tényszerűen mennyi a TSI-változás a Földön, mint az, hogy mennyi a TSI-változás 1 CsE távolságban.

Mivel a Föld pályájának évszakos ciklusai évről-évre szinte azonosak, első megközelítésben feltételezhető, hogy a Földet elérő TSI és az 1 CsE távolságra elérő TSI éves átlagai tökéletesen megfeleltethetők egymásnak. Ha tényleg így van, akkor ez azt jelenti, hogy éves átlagban a Földre érkező TSI és az 1 CsE-nél mért TSI közötti különbség csekély. Ebben az esetben könnyedén lehetne 1 CsE-re vonatkozó becslést használni a változó TSI földi éghajlatra gyakorolt lehetséges hatásainak értékelésére, hiszen a TSI évről évre történő változása könnyebben észlelhető a TSI 1 CsE-re vonatkozó adatai esetében, mint konkrétan a Nap-Föld távolságra vonatkozó TSI-adatokban.

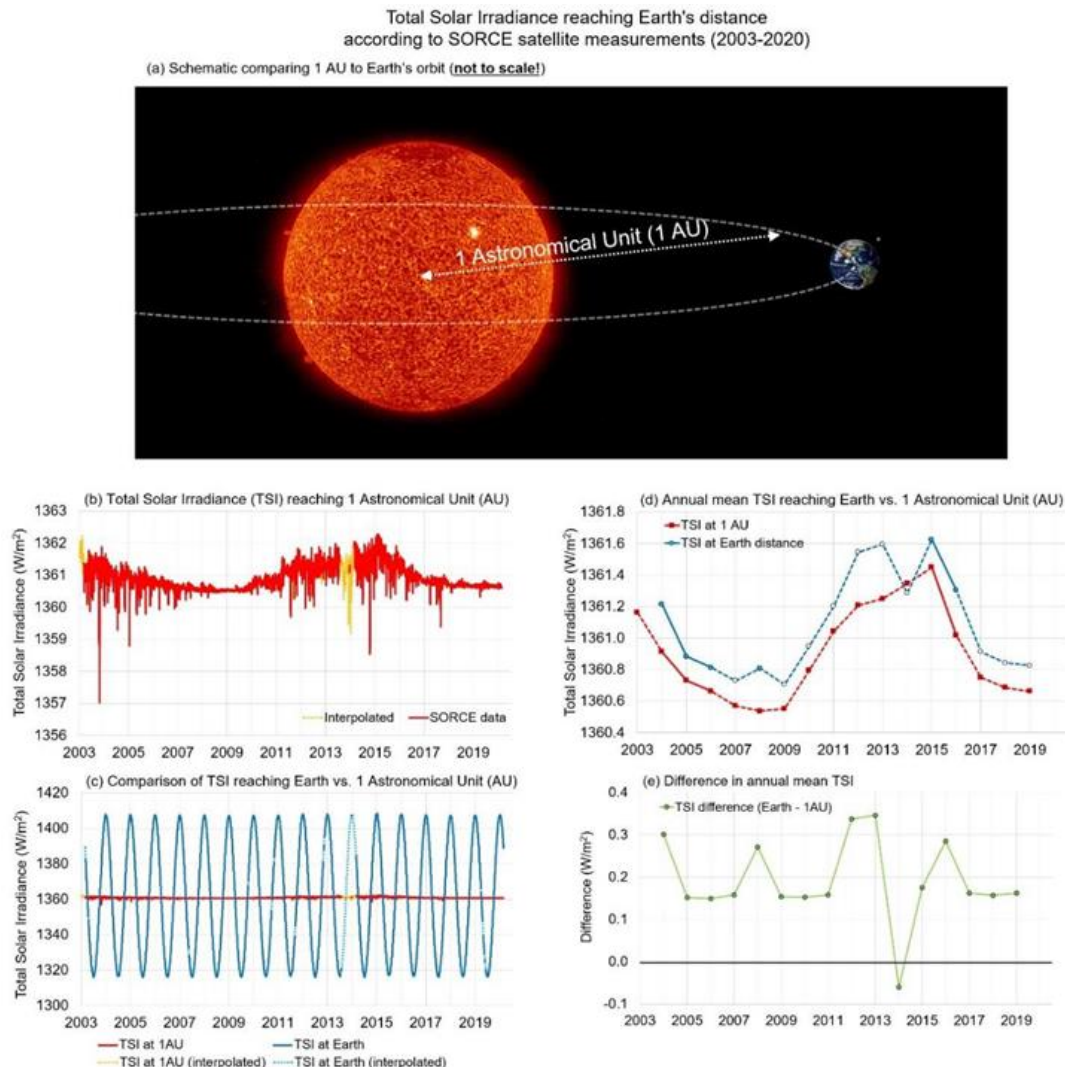
A szakirodalom nagy része implicit módon pontosan ezt feltételezi, és a TSI-változás hatásait értékeli a Föld éghajlatára. Megjegyezzük azonban, hogy az 1 CsE és az aktuális Nap-Föld távolságok éves átlagai közötti eltérésből adódóan finom, de gyakran lényeges különbségek lépnek fel, ugyanis a TSI ciklikus változásainak nagy része (beleértve a ~11 éves napciklust is) nem pontosan egész számú többszöröse a naptári évnek.

A két különböző becslés közötti különbség szemléltetése meglehetősen bonyolult. Ezért annak a demonstrálására, hogy valóban léteznek jelentős különbségek a TSI 1 CsE-re vonatkozó éves átlagai és a Földre jutó TSI között, az 5. ábrán összehasonlítjuk a TIM/SORCE TSI adatait 1 CsE-re és a tényleges Nap-Föld távolságra vonatkozóan. A TIM/SORCE adatbázis egyetlen – 2003 és 2020 között működött – műhold adataiból származik. Ezek az adatok azért is fontosak, mert azokat 1 CsE-re és az in-situ Föld pályájára vonatkozóan is megadták. Ez az időszak nagyjából 1,5 szoláris ciklust foglal magában – 5(b). ábra.

Mielőtt ismertetnénk az 5. ábrán látható eredményeket, az elemzéshez néhány technikai megjegyzést kell fűznünk. A napi felbontású adatokat mindkét verzióhoz a http://lasp.colorado.edu/data/sorce/tsi_data/ oldalról töltöttük le (hozzáférés 2020.06.26.). Sajnos a 2003. február 25. és 2020. február 25. közötti teljes időszakra a SORCE TSI adatrekordok nem tekinthetők folyamatosnak, mert nincs naponkénti adat sem az in situ Föld pályájára, sem az 1 CsE távolságra korrigált adatra vonatkozóan. A 2013, 2003 és 2020 évektől eltekintve évente átlagosan 11 hiányzó nap van, 2013-ban 160 napi érték hiányzott. Ha csak 2013-at vesszük ki, akkor a teljes 2004–2019-es időszak átlaga évente 22,5 hiányzó nap. A hiányzó napi TSI-értékek pótlásához a lineáris interpolációnál kifinomultabb módszert alkalmaztunk. Az 1 CsE-re vonatkozó TSI értékekhez mesterséges intelligencia algoritmust használunk, amely nem csak a mért napi TSI értékek amplitúdójának felel meg, hanem a mért SORCE TSI rekord spektrális tulajdonságainak is. Ezenkívül a PMOD TSI adatait használtuk fel és kalibráltuk a SORCE napi TIM sorozatához a Soon et al. (2019a) által javasolt módszerrel. A 2003 és 2017 közötti PMOD-adatokat a TIM jellemzőivel standardizáltuk, majd hozzáadtuk a TIM-rekordokhoz. A 2018 és 2020 közötti adatok, amelyek hiányoztak a TIM sorozatból, egymást követő 5 napnál rövidebbek voltak, ezért a Radial Basis Function Artificial Neural Networks (RBFANN) módszerével becsültük meg.

Az RBFANN-nak három neuronrétege van: egy bemenet (objektív adatok ebben az esetben a TIM-ből), egy rejtett, és egy kimenet (illeszkedve a nagy vagy kis frekvenciás spektrális tulajdonságokhoz). A Föld pályáján lévő napi TSI-értékekhez egy másik RBFANN-készletet készítettünk a hiányzó napi értékek kitöltésére. Ezért ezeknek a fejlett és a szokásos interpolációknál megbízhatóbb technikáknak az alkalmazásával teljes napi SORCE TIM TSI összetett idősort állíthattunk elő mind a Föld pályájára, mind pedig 1 CsE-re vonatkozóan.

A napi értékekből előálló görbét az 5 (b) és az 5 (c) ábrán mutatjuk be, az interpolált pontokat szaggatott vonallal (és kissé eltérő színnel) jelöljük. A két változat éves átlagát az 5. (d) ábra hasonlítja össze. Vegyük figyelembe, hogy az y tengelyek mindegyike más és más tartományú. Ennek az az oka, hogy – amint azt az előzőkben megjegyeztük – a TSI Földre érő szezonális ciklusa (csúcstól csúcsig) 90 W/m^2 nagyságrendű, míg a TSI napcikluson belüli ingadozása csak néhány W/m^2 nagyságrendű. Ennek eredményeként az 5(b) ábra 1 CsE (AU) ábráján látható ~11 éves napciklusok, ha az 5(c) ábra skáláján néznénk, alig lennének észrevehetőek.



5. ábra. A Földet elérő teljes napsugárzás (TSI) mennyiségének összehasonlítása az 1 csillagászati egység (CsE, AU) távolságra (azaz átlagos Föld-Nap távolságra) jutó TSI-vel. (a) A földpálya elliptikus jellege miatt a naptári év során növekvő és csökkenő Föld-Nap távolság sematikus (nem méretarányos) szemléltetése. A Nap, a Föld és a Hold képei a NASA által közzétett nyilvános képek. A Nap képet a SOHO űrszonda készítette 2008. szeptember 24-én (Credit: SOHO Konzorcium, EIT, ESA, NASA, <https://apod.nasa.gov/apod/ap080924.html>). A Föld és a Hold kompozitképét Reto Stöckli, Nazmi El Saleous és Marit Jentoft-Nilsen (NASA GSFC) alkotta (<https://earthobservatory.nasa.gov/images/885/earth-from-space>). Vegyük figyelembe, hogy a Föld és a Hold relatív méretének reális megtartása érdekében az ábrán a Hold mérete nagyon kicsi. (b)-(d) A TIM/SORCE napmegfigyelő műholdas program 2003–2020 közötti eredményeinek bemutatása. A http://lasp.colorado.edu/data/sorce/tsi_data/ oldalról letöltve: 2020.06.26.). (b) A napi átlagok ábrázolása 1 CsE-re. (c) A napi átlagok összehasonlítása 1 CsE-nél és a tényleges Föld-Nap távolságnál (d) Az éves átlagok összehasonlítása, (e) Az éves átlagok közötti különbségek ábrázolása. A mérési időszak alatt néhány napra vonatkozóan hiányoztak az adatok. Ezeket az adatpontokat a szövegben leírt módszerrel interpoláltuk. A (b) és (c) pontban az interpolált pontokat szaggatott vonalak jelölik. A (d) pontban azokat az éveket, amelyekben némi interpolált adat szerepel, szaggatott vonalak jelzik.

A két idősor éves átlagának kiszámításakor az évszakos ciklus már nem jelent problémát, és a két idősor közvetlenül összehasonlítható, amint az 5(d) ábra mutatja. Ugyanakkor, amint az az 5(e) ábrából látható, hogy amíg a két éves idősor nagyjából hasonló (bár az 1 CsE-hez tartozó érték valamivel kisebb, mint a tényleges Nap-Föld távolsághoz tartozó), a két idősor közötti különbség

évről-évre is változik valamennyit. A 16 éves időtartamban a kétféle éves átlag közötti különbség $+0,35 \text{ W/m}^2$ (2013) és $-0,06 \text{ W/m}^2$ (2014) között változott, vagyis $0,41 \text{ W/m}^2$ -t tett ki. Fel lehet vetni, hogy a 2014-es becslés rendellenes, mivel ebben az évben volt a legtöbb adatinterpoláció. De az adott évet figyelmen kívül hagyva is $0,34 \text{ W/m}^2$ és $0,15 \text{ W/m}^2$ közötti különbségek mutatkoztak a kétféle átlag között, ami közel $0,2 \text{ W/m}^2$ tartományú eltérésnek felel meg. Összehasonlításképpen: a maximális és a minimális éves TSI közötti különbség 1 CsE-nél ugyanezen időszak alatt $0,9 \text{ W/m}^2$ volt. A teljes TSI-hez képest százalékos arányt tekintve kicsiny, de nem elhanyagolható különbségekről van szó.

Ezek az egyes évek átlagai között mutatkozó különbségek első nézésre meglepőek lehetnek. Az 5. ábra elemzésekor feltételezzük, hogy a SORCE adatkészlet mind az 1 CsE-, mind a tényleges Nap-Föld távolságra megbízható. Azt is feltételezzük, hogy az általunk elvégzett (korábban leírt) interpolációk ésszerűek. Még abban az esetben is, ha e feltételezések bármelyike problémás, hangsúlyoznunk kell, hogy az a tény, miszerint a két változat éves átlagai évről évre eltérnek egymástól, statisztikai alapon valójában nem meglepő. Az általános elv akkor érthető meg, ha felismerjük (a) a Föld pályájának elliptikus alakját, és (b) azt, hogy a ~ 11 éves napciklus nem felel meg pontosan a naptári évnek. Ez azt jelenti, hogy az év azon időszakaiban, amelyek során a TSI adott emelkedése vagy csökkenése bekövetkezhet, különbségek állhatnak elő. Például, ha a napciklus maximuma január folyamán következik be, akkor ez nagyobb átlagos éves TSI-t eredményez ahhoz képest, mintha a napciklus maximuma ugyanazon év júliusára esne. Ennek pedig az az oka, hogy a Föld januárban manapság közelebb van a Naphoz, mint júliusban.

Látni kell, hogy amennyiben a TSI tendenciák egy adott naptári évben statisztikailag ésszerűen lineárisak, azaz állandó meredekségűek, akkor ez a szezonális nem sok különbséget jelenthet az éves TSI számításában. Ez független magától a meredekségtől, vagyis attól, hogy a trend emelkedő, csökkenő vagy nulla közelében van-e. Ha azonban az adott év tendenciái nem állandóak, akkor az éves átlag kissé nagyobb vagy kisebb lehet, attól függően, hogy a Föld közelebb van-e a perihéliumhoz vagy az aphéliumhoz, amikor a TSI-ben a változások bekövetkeznek.

Általánosságban elmondható, hogy a Földet elérő éves átlagos TSI nem csak a TSI változásaitól függ, hanem azon évszakoktól is, amelyek során ezek a változások bekövetkeznek. Az 5. ábrán szereplő SORCE adatok csak nagyjából $1,5$ napciklust fednek le, de elvben ugyanez vonatkozhat bármilyen más több évtizedes trendre, ami a ~ 11 éves ciklus mellett még előfordulhat.

Mivel a 2.2-2.5. szakaszokban tárgyalt összes TSI rekonstrukciót 1 CsE-hez tartozó éves átlagok alapján számoltuk ki, ezért ebben a tanulmányban erre korlátozódunk. Arra ösztönözzük azonban azokat a kutatókat, akik eddig a TSI változékonyságának elemzését 1 CsE-hez tartozó értékekre korlátozták, hogy jövőbeni kutatásaikban ezzel a körülménnyel is számoljanak.

Amint az 5(e) ábrából látható, az 1 CsE-re és a tényleges Nap-Föld távolságra vonatkozó átlagos TSI értékek közötti változó különbségek csekélyek, de nem triviálisak. Az éves átlagok szempontjából a TSI földi éghajlatra gyakorolt hatásainak átfogó elemzésekor mindemellett figyelembe kell venni a bejövő TSI földrajzi szélesség szerinti eloszlásának évszakos változásait is (az évszakokhoz kötődő földpálya miatt). Ennek több aspektusa van, de az egyszerűség kedvéért ezeket együttesen „pályaelem-kényszernek” nevezzük.

2.6.5.2. Összehasonlítás a földpálya-elemek hosszú idejű változásaival

Arrhenius eredetileg a 19. század végén dolgozta ki - a jégkorszakok maximális eljegesedésű (glaciális) és kevésbé eljegesedett (interglaciális) időszakai közötti átmenetek javasolt magyarázataként - azt az elméletet, miszerint a légköri CO_2 változások jelentik az éghajlatváltozás elsődleges mozgatórugóit (Arrhenius 1896). Ezeknek a drámai éghajlati változásoknak a több évezredes időintervallumú létezését csak a 19. században vették észre, és ez a kor egyik legnagyobb tudományos rejtélyét jelentette. (Mellékesen megjegyezzük, hogy glaciológiaiilag egy „jégkorszakot” általában olyan időtartományként definiálnak, amikor mindkét féltekén vannak nagy kiterjedésű, állandó jégtakarók. Ezek a jégtakarók „glaciális időszakokban” jelentősen kiterjedhetnek, „interglaciális időszakokban” pedig visszahúzódhatnak. Mivel Grönlandot és az Antarktiszat jelenleg is nagy kiterjedésű

jégtakarók borítják, egy jégkorszak interglaciális időszakában vagyunk („holocén”), bár a köznyelvben a „jégkorszak” kifejezést csak a maximális eljegesedések leírására használják.)

A glaciális/interglaciális átmenet CO_2 -vezérelt magyarázatát később Ångström (1901) és Simpson (1929) is bírálta. Az elméletet azonban Callendar (1938) újjáélesztette, arra a következtetésre jutva, hogy a 19. század végétől az 1930-as évek közepéig tartó felmelegedés elsődleges hajtóereje az antropogén CO_2 -kibocsátás volt. Plass (1956) később spekulatív módon azt vetette fel (arra számítva, hogy ez majd ösztönzi a tudományos vitát), hogy az éghajlatváltozás elsődleges mozgatórugója a legtöbb időskálán a légköri CO_2 .

Számos 19. századi kutató egy ezzel versengő hipotézist javasolt. Adhémár, majd később Croll (Fedorov 2019a, Imbrie 1982, Bolshakov et al. 2012, Sugden 2014) szerint például a Föld Nap körüli pályájának hosszú távú ciklikus változásai a mozgatórugói a glaciális/interglaciális átmeneteknek. A 20. század elején Milankovics végzett alapos számításokat, ami azt bizonyította, hogy a Föld pályájában számos fontos ciklikus eltérés van, és ezek több tízezer év léptékben váltakozva befolyásolják a bejövő napsugárzást különféle földrajzi szélességeken, és mindegyik évszakban (Cvijanovic et al. 2020, Szarka et al. 2021).

Az 1970-es években óceáni üledékbe mélyített fúrások magmintáiban tapasztalt glaciális/interglaciális átmenetek viszonylag nagy pontosságú becslései igazolni látszottak Milankovics jégkorszak-elméletét (Imbrie 1982, Hays et al. 1976). Vagyis – a 2.5.2. és a 2.5.3. szakaszban leírtakhoz hasonló frekvenciaelemzéseket végezve mélytengeri üledékmagokon – úgy találták, hogy az elmúlt néhány százezer év múltbeli klímaváltozásait elsősorban egy ~90.000–120.000 éves, kisebb mértékben egy 40.000–42.000 éves periodicitás határozta meg, de kimutattak 22.000–24.000 éves és 18.000–20.000 éves ciklusokat is. Ezek a csúcsok hasonlóak voltak a Milankovics által számított főbb csillagászati ciklusokhoz: 41.000 év; 23.000 év; 19.000 év, és kisebb mértékben ~100.000 év. Ennek eredményeként a 2.5.2-2.5.3. szakaszban leírt érvekhez hasonlóan azt állították, hogy a glaciális/interglaciális átmeneteket valóban földpályaelem-változások okozzák (Imbrie 1982, Hays et al. 1976). Majd úgy tűnt, hogy jégmag-elemzések is alátámasztják az elméletet (Lorius et al. 1985, 1992, Petit et al. 1999).

Ez az eredmény meggyőzhette a tudományos közösség nagy részét a glaciális/interglaciális átmenetekre vonatkozó Milankovics-féle pályaelem-magyarázat helyességéről, és ma is ez a domináns paradigma a szakirodalomban (Cvijanovic et al. 2020, Szarka et al. 2021, Petit et al. 1999, Kawamura et al. 2007, Maslin és Ridgwell 2005, Roe 2006, Imbrie et al. 1992, Lisiecki és Raymo 2005), beleértve az IPCC jelentéseit is (IPCC 2013a). Ironikus módon ez azt jelenti, hogy a glaciális/interglaciális átmenetek eredetileg Arrhenius (1896), Callendar (1938) és Plass (1956) által szorgalmazott CO_2 -vezérlésű elméletét ugyan elvetették, a ma uralkodó hipotézist, miszerint a közelmúlt klímaváltozását nagyrészt CO_2 -változások vezérelték, épp ebből az elvetett korai elméletből fejlesztették ki. Ennek ellenére hangsúlyozzuk, hogy ez nem feltétlenül jelent ellentmondást abban az értelemben, hogy több kutató szerint a légkör CO_2 -koncentrációjának pályaelem-vezérelt felmelegedés vagy hűtés okozta változásai pozitív visszacsatolási mechanizmusként működhetnek (IPCC 2013a, Cvijanovic et al. 2020, Petit et al. 1999, Kawamura et al. 2007, Maslin és Ridgwell 2005, Roe 2006, Imbrie et al. 1992, Lisiecki és Raymo 2005).

Megjegyezzük, hogy akadhat azért néhány probléma az elmélettel, miszerint a Milankovics-féle pályaelem-változások jelentenek a glaciális/interglaciális átmenetek elsődleges mozgatórugóját. Tisztázzuk: a Milankovics-féle pálya-változékonyság éghajlati szempontból valóban jelentős, amint azt fentebb tárgyaltuk. Valószínűnek és intuitívnak tűnik az a gondolat is, hogy e változások valamilyen kombinációja magyarázatot adhat a glaciális/interglaciális átmenetekre. Valójában a két jelenség hozzávetőlegesen időbeli hasonlósága az, ami érdekes. Amint azonban a következőkben tárgyaljuk, még mindig jelentős vita folyik a pontos ok-okozati mechanizmusokról, és arról, hogy a Milankovics-féle pályaelem-variációk mely sajátos aspektusai hajtják az ilyen drámaian hosszú távú klímaváltozásokat, és miért. Azaz miután pro és kontra kivesézték a kapcsolódó problémáknak mindegyikét, a jelenlegi tudományos konszenzus valóban az, hogy a glaciális/interglaciális átmeneteket pályaelem-változási kényszerek vezérlik.

Mindezt szem előtt tartva röviden kitérünk néhány aggályra, amelyek a jégkorszak Milankovics-elmélete kapcsán felmerültek, és megemlítjük az aggályokat eloszlatni kívánó érveket is. Ami az

SPI-elméleteket (Nap-bolygó kölcsönhatások) illeti, az elmélettel kapcsolatos főbb kifogások is előkerültek. Például Hays et al. (1976) megjegyezte, hogy a ~100.000 éves periódusok dominanciája az éghajlati feljegyzésekben váratlan fordulat volt, mivel az excentricitás változásával járó Milankovics-féle ~100.000 éves pályaelem-ciklusnak az éghajlatváltozás szempontjából éppenséggel nincs nagy jelentősége. A glaciális/interglaciális átmenetet tekintve Milankovics és mások feltételezése szerint inkább a ~41.000 éves tengelyferdeségi ciklusnak kellene éghajlati szempontból jelentősebbnek lennie.

Imbrie (1982) egy másik problémát hozott elő: mivel a különféle pályák időzítésének nagyon sokféle aspektusa van a különböző szélességi és évszakok szempontjából, fennáll annak a veszélye, hogy a kutatók ki tudják mazsolázni azt a mutatót, amely a hipotézisükhöz legjobban illeszkedik: „Egy bizonyos oknyomozói tendencia szerint a kutatók azt hiszik, hogy a rendszer választat valamilyen sugárzási görbéből lehet modellezni, amely egyetlen földrajzi szélességben és évszakban reprezentálja a bemenetet [...]. Mivel nem lehetünk biztosak abban, hogy melyik besugárzási görbének van kulcsfontossága, a kutatók nagy szabadsággal választhattak olyan görbét, amely hasonlított egy adott adatkészletre. Érthető, hogy az ebből eredő bizonytalanság sokat rontott az időtartománybeli előrejelzés hitelességén.” – Imbrie (1982), p413.

További rejtélyt jelent, hogy a pályaelem-változási időléptékek domináns csúcsa az elmúlt ~1 millió évben úgy tűnik, hogy ~100.000 év, míg ezt megelőzően a pleisztocén jégkorszak nagy részében 41.000 év volt (a számításoknak megfelelően). Ezt „közép-pleisztocén átmenetnek” hívták, és magyarázatáról sokat vitatkoztak (Maslin és Ridgwell 2005, Raymo et al. 2006, Ashkenazy és Tziperman 2004, Tziperman et al. 2006, Rial et al. 2013, Huybers és Wunsch 2005).

További lehetséges problémát jelenthet az úgynevezett „Devils Hole” (Death Valley, NV, USA, a Halál-völgyi Ördöglyuk) megfigyelés. Winograd et al. (1992) folyamatos, 500.000 éves éghajlati idősort nyert ki az NV Devils Hole (USA) egyik fűrómagjából, amely elég jól egyezett mind az antarktiszi jégmagokkal, mind különféle óceáni üledékmagokkal. Az adatsornak azonban volt egy kulcsfontosságú eltérése, ami arra utalt, hogy az előző interglaciális időszak („Termination II”) több évezreddel azelőtt kezdődött, mielőtt Milankovics elmélete szerint el kellett volna kezdődnie (Winograd et al. 1992, Broecker 1992, Karner és Muller 2000). Ezért, ha a „Devils Hole” becslés pontosnak bizonyul, akkor ez jelentős problémát okoz a Milankovics-féle jégkorszak-elmélet számára. A Milankovics-magyarázat hívei ugyanakkor a „Termination II” időmeghatározásának Ördöglyuk-becslésen alapuló megbízhatóságát kritizálták (Shackleton 1993, Imbrie et al. 1993, Shakun et al. 2011, Moseley et al. 2016a,b). Vizsontcáfolatok is születtek (Winograd és Landwehr 1993, Ludwig et al. 1993, Winograd et al. 2006, Copen 2016, Winograd 2016).

Ha a glaciális/interglaciális átmeneteket nem elsősorban a Milankovics-féle földpálya-ciklusok vezérlik, akkor felvetődik a kérdés, hogy miért következnek be a glaciális/interglaciális átmenetek. Erre is született több magyarázat (Sharma 2002, Ehrlich 2007, Roe és Allen 1999, Wunsch 2004, Muller és MacDonald 1997b,a, Kirkby et al. 2004, Puetz et al. 2016, Ellis és Palmer 2016, Marsh 2014). Megjegyezzük azonban, hogy mindezek az idézett alternatív hipotézisek bevallottan spekulatívák, és ezek közül a tanulmányok közül többen (és mások) azt állítják, hogy Milankovics-féle pályaelem-ciklusok mindenképpen játszanak valamiféle szerepet (Ashkenazy és Tziperman 2004, Tziperman et al. 2006, Huybers és Wunsch 2005, Roe és Allen 1999, Wunsch 2004, Ellis és Palmer 2016).

Mindenesetre, tekintet nélkül a Milankovics-féle földpálya-ciklusok glaciális/interglaciális átmenetekben betöltött szerepére, hangsúlyozandó, hogy a bejövő TSI földrajzi szélesség és évszak szerinti változékonysága éghajlati szempontból egyértelmű és fontos. A kutatás eddig nagyrészt ezeréves időléptékű vagy annál hosszabb fokozatos változásokra összpontosított – például Huybers és Denton (2008), Davis és Brewer (2009), Berger et al. (2010) – az utóbbi években egyes csoportok elkezdtek hangsúlyozni a „rövid időtávú földpálya-kényszer” (STOF) (Cionco & Soon 2017) jelentőségét, vagyis az átlagos napi besugárzás különböző földrajzi szélességi övekben, különböző évszakokban mutatkozó változásainak évszázados eltolódásait, több évtizedes és százéves időléptékekben (Cionco és Soon 2017, Fedorov 2019a, Szarka et al. 2021, Cionco et al. 2018, 2020, Fedorov 2019b, Fedorov és Kostin 2020).

Ha figyelembe vesszük a földpálya alakulását ezeken a rövidebb időskálákon, akkor az jelentkezik kihívásként, hogy már nem elegendő a Föld-Nap kapcsolatot minden mástól elkülönítve vizsgálni. Figyelembe kell venni a Föld Nap körüli pályájának a Hold és a többi bolygó által okozott zavarait is. Emiatt némi átfedés van a rövid távú földpálya-kényszer mai kutatásának (Cionco és Soon 2017, Cionco et al. 2018, 2020, Fedorov 2019a,b, Fedorov és Kostin 2020) nagy része és a Nap-bolygó kölcsönhatások (SPI) elméletei között. Ez utóbbit a 2.5.3. szakaszban ismertettük. Hangsúlyozzuk azonban, hogy a két kutatási terület nemugyanaz. Az első téma arra fókuszál, hogy más bolygók perturbációi miként befolyásolják a Nap körül keringő Földre jutó TSI-t. A második pedig azzal foglalkozik, hogy a különféle bolygótestek pályája milyen hatást fejt ki (és egyáltalán: hatással lehet-e) magára a TSI-re, vagy tágabb értelemben a naptevékenységre. Scafetta et al. (2020) megemlíti egy harmadik lehetséges bolygómechanizmust. Azt mondja, hogy a bolygókonfigurációk a Föld légkörébe jutó bolygóközi por áramlását közvetlenül modulálhatják, ami a felhőtakarón keresztül befolyásolhatja a Föld éghajlatát.

A földpályaelem-változások éghajlati jelentőségéről folytatott diszkussziókban az egyszerűség kedvéért többnyire kiválasztanak egy adott földrajzi szélességi sávot és egy évszakot, például az északi félteke nyarának átlagos besugárzását az északi 65°-os szélességen. Amint azonban Imbrie (1982)-ből vett idézetből kitűnik, meglehetősen szubjektív meghatározni azt a bizonyos földrajzi szélességi fokot és évszakot, amelynek görbéje a „legfontosabb”. Például Huybers és Denton (2008) szerint „*a déli félteke nyarának időtartama nagyobb valószínűséggel fogja szabályozni az antarktiszi éghajlatot, mint az északi félteke nyarának intenzitása, amellyel (gyakran meg tévesztően) együtt változik*”. Valójában Davis és Brewer (2009) szerint az éghajlat szempontjából relevánsabb tényező a „szélességi inszolációs gradiens (LIG)”, amely viszont „... *földrajzi szélesség szerinti hőmérsékleti gradienst (LTG) kelt, ami vezérli a globális légköri és óceáni cirkulációt*”. Megjegyzendő, hogy ez utóbbi LTG koncepció azonos az „egyenlítői a pólusig terjedő hőmérsékleti gradiens (EPTG)” paraméterrel, amit Lindzen (1994), majd Soon és Legates (2013) vizsgált, és összevethető Fedorov (2019) koncepciójával, az ún. „meridionális hőátadással”. További ide sorolható jellemző az ún. zonális nyomásgradiens index, amely Mazzarella és Scafetta (2018) szerint az észak-atlanti oszcillációhoz (NAO), a naphosszhoz (LOD) és a légköri hőmérséklethez kapcsolódik, közvetlenül befolyásolva a légkör keringési mintázatát.

Bár Davis és Brewer (2009) érdeklődésének középpontjában az évezredes időlépték állt, Soon (2009) megjegyezte, hogy a LIG változékonysága jelentős lehet évtizedes és évszázados léptékekben is. Következésképpen a LIG (vagy Fedorov (2019b) kapcsolódó „meridionális inszolációs gradiense (MIG)” változékonyságának vizsgálata ezen rövidebb időléptékekben (Cionco et al. 2018, 2020, Fedorov 2019b, Davis és Brewer 2011) kulcselem lehet a „rövid időtávú földpályaelem-kényszer” (STOF) közelmúltbeli klímaváltozásra gyakorolt hatásának megértésében.

3 Az északi félteke felszíni hőmérsékleti változásainak becslése

A 2. táblázatból kitűnik, hogy az északi félteke felszíni hőmérséklet-változásainak becslésére a 19. század óta (vagy még korábbra visszatekintve) számos különböző megközelítés született. Amint ebben a szakaszban tárgyalni fogjuk, a becslések többségében több fontos hasonlóság van. A különböző becslések között azonban finom különbségek is mutatkoznak. Emiatt külön elemezzük az északi félteke hőmérséklet-változékonysági becsléseinek különböző kategóriáit. Bár vannak bizonyos különbségek egy adott kategórián belül (pl. a kontinenseken a városi és vidéki mérőállomások között), különösen évről-évre, a 2. táblázatban több tucat idősor szerepel. E megfontolásból egyszerűsítjük elemzésünket: felépítünk egy felső és egy alsó határoló idősort mind az öt kategóriánkhöz, ami bizonytalansági tartományt jelez minden becsléshez. Ebben a szakaszban ismertetjük a 2. táblázat öt kategóriájának mindegyikét, valamint azt, hogy hogyan számoljuk ki a felső és az alsó határt.

3.1 Csak vidéki mérőállomások használata

A meteorológiai mérőállomások adatai alapján már nagyon sokan, sokféle becslést készítettek arra,

2. táblázat. Az északi félteke hőmérsékleti trendjeinek e tanulmányban elemzett adatai

Régió	Méréstípus	Analízis	Kezdet	Vég	Forrás
Land	Rural stations only	SCC2015 weighting	1881	2018	This study
		Standard weighting	1841	2018	"
		Equal weighting	1841	2018	"
		Excluding Arctic	1841	2018	"
		Excluding U.S.	1841	2018	"
		Excluding China	1869	2018	"
		Excluding Ireland	1841	2018	"
Land	Urban and rural	Standard weighting	1800	2018	This study
		CRUTEM4	1850	2018	http://www.cru.uea.ac.uk/
		NOAA NCEI	1880	2018	https://www.ncdc.noaa.gov/
		NASA GISS	1880	2018	https://climexp.knmi.nl
		Berkeley Earth	1815	2018	"
		Chinese Meteorological Agency	1900	2018	"
		Cowtan és Way (land mask)	1850	2018	"
Ocean	Sea Surface Temperatures	HADISST	1870	2018	https://climexp.knmi.nl
		HadSST3 - 100 realisations	1850	2018	"
		HadSST4 - 100 realisations	1850	2018	"
		ERSST3	1880	2018	https://www.ncdc.noaa.gov/
		ERSST4	1854	2018	"
		ERSST5	1854	2018	"
Land	Tree-ring based reconstruction	Briiffa (2000)	831	1992	https://www.blogs.uni-mainz.de/fb09climatology/files/2018/06/NH-reconstructions.xlsx
		Esper et al. (2002)	1850	1992	"
		D'Arrigo et al. (2006)	1850	1995	"
		Schneider et al. (2015)	1880	2002	"
		Stoffel et al. (2015)	1854	2002	"
		Wilson et al. (2016)	1854	2002	"
Land	Glacier-length based reconstruction	Leclercq és Oerlemans (2012)	1601	2000	https://www.ncdc.noaa.gov/paleo-search/study/13544

hogyan alakulhatott az északi félteke (és a teljes földfelszín) felszíni levegőhőmérséklete a 19. század végétől (a 20. század kezdetétől) mostanáig (Soon et al. 2015, Lugina et al. 2006, Hansen et al. 2010, Lenssen et al. 2019, Lawrimore et al. 2011, Muller et al. 2014, Jones et al. 2012, Cowtan és Way 2014, Xu et al. 2018). Az eredmények általában hasonlítanak egymásra, és a 19. század vége óta átlagosan $\sim 1^\circ\text{C}$ /évszázad felmelegedési tendenciát mutatnak. Így a legtöbb tanulmány feltételezte, hogy ezek a becslések megbízhatóak és jól replikálhatók. Nemrégiben azonban Soon et al. (2015) új becslést készített kizárólag vidéki (vagy főleg vidéki) mérőállomásokat figyelembe véve abból a négy nagy régióból, ahol nagy az állomássűrűség. Az új becslés észrevehetően eltérő eredményeket hozott.

Soon et al. (2015) becslése az összes vidéki mérőállomás azon több mint 70%-át vette alapul, ahol rendelkezésre állnak a teljes 20. századot átfogó adatok. A „vidéki” jelleget az jelenti, hogy az éjszakai fényerő gyenge, és nincsenek a közelben nagyvárosok. Amennyiben állításuk bebizonyosodik - miszerint az urbanizációs torzítást a standard becslések nem korrigálták megfelelően - , akkor Soon et al. (2015) becslése az északi félteke földfelszíni hőmérsékleti trendjeire inkább tekinthető reprezentatívnak, mint a standard becslések. McKittrick és Nierenberg (2010), Scafetta és Ouyang (2019), újabban pedig Scafetta (2021) Zhang et al. (2021) is ezt a megközelítést támogatja.

Mások viszont azt állítják, hogy a standard becsléseket nem befolyásolja jelentősen az urbanizációs torzulás (a „városi hősziget” jelenség). Egyesek szerint az urbanizációs torzítás jelentéktelen probléma a globális és a félgömbi hőmérséklet alakulásában, például Jones et al. (1990), Parker

(2006), Wickham et al. (2013). Mások elismerik, hogy az urbanizációs torzítás aggodalomra ad okot a nyers állomásadatok vonatkozásában, de azzal érvelnek, hogy miután statisztikai (általában automatizált) homogenizálási technikákat alkalmaztak az adatokra, a nem-klimatikus torzítások (beleértve az urbanizációs torzítást is) nagy részét eltávolítják vagy lényegesen csökkentik, pl. Peterson et al. (1999), Menne és Williams (2009), Hausfather et al. (2013), Li és Yang (2019), Li et al. (2020). Ha e két csoport közül bármelyiknek is igaza van, akkor az összes mérőállomásról (városi és vidéki) származó együttes idősort kell reprezentatívabbnak tekinteni az északi félteke földfelszíni hőmérsékleti alakulását illetően.

Ennek ellenére megjegyezzük, hogy az említett vizsgálatok (és hasonló következtetésekre jutó más kutatók) módszertana és/vagy indoklása vitatott, például lásd pl. Connolly és Connolly (2014a)-t, amelyben 13 ilyen tanulmány kritikai vizsgálatát végezték el. Javasoljuk továbbá, hogy olvassa el a következő összefoglaló áttekintést itt: <https://www.rossmckitrick.com/temperature-data-quality.html> (McKittrick hivatalos bírálója volt a Wickham et al. (2013) által írt korábbi verzióknak.) Néhányunk úgy véli, hogy az efféle statisztikai homogenizálási technikák akaratlanul is „városi keveredéshez” vezetnek, azaz a városi mérőállomások urbanizációs okokból torzult trendjei belekeverülnek vidéki mérőállomások trendjeibe. Ez azt jelenti, hogy a homogenizált (akár vidéki, akár városi) mérőállomások adatai gyakran kevésbé reprezentálják az éghajlati trendeket, mint a csak vidéki mérőállomásokról származó nyers adatok (Soon et al. 2018, 2019b).

Ebben a szakaszban – Soon et al. (2015)-t követve – a NOAA Global Historical Climatology Network (GHCN) havi átlaghőmérsékleti adatállományának 3. számú változatát elemezzük. Ezt a GHCN adatkészletet használta Hansen et al. (2010) és Lawrimore et al. (2011) is, és ez lett 3.2. szakaszban elemzendő Jones et al. (2012), Xu et al. (2018) és Muller et al. (2014) féle becslések egyik alapja. Mindezek a becslések azonban tartalmazznak városi és vidéki mérőállomásokról származó adatokat is.

A GHCN havi hőmérsékleti adatállományának Menne et al. (2018) 4. verziója Soon et al. (2015) tanulmánya után jelent meg. Ez az újabb verzió sokkal nagyobb számú mérőállomást tartalmaz (~20.000-et, szemben a 3. változat 7.200-as számával), bár az új mérőállomások többségén nem régóta (mindössze néhány évtizede) végeznek megfigyeléseket, és az állomások ~40%-a az Egyesült Államok egybefüggő területén található. A 3. verzióval ellentétben azonban ebben az új adatkészletben még nem található leírás arról, hogy az egyes mérőállomások környezete milyen mértékben városiasodott. Néhányan új – regionális – alapon kezdtünk hozzá a 4-es verzió mérőállomásai urbanizációs fokának meghatározásához – lásd Soon et al. (2018) Kínára vonatkozó eredményeit. E kutatás még folyamatban van, nem fejeződött be. Időközben, mivel azt állították, hogy a 4-es verzióra való átállás a hosszú távú trendekben csak viszonylag szerény változást okoz (Menne et al. 2018), úgy gondoljuk, hogy hasznos felfrissíteni és részletesebben átgondolni a 3. verzió „többnyire vidéki” mérőállomásaiból az északi félteke hőmérsékleti idősorára adódó Soon et al. (2015)-féle elemzést.

A 3-as verzió adatkészletének jelen frissítését a <https://www.ncdc.noaa.gov/ghcnm/> webhelyről töltöttük le [3.3.0.20190821 verzió, hozzáférés: 2019.08.21]. Ennek az adatkészletnek két változata van: egy korrigálatlan adatkészlet, amely csupán minőségellenőrzési korrekciókat alkalmaz, és egy korrigált adatkészlet, amit Menne és Williams (2009) automatizált algoritmusának segítségével homogenizáltak. A GHCN-adatkészlet egyik fő alkotóeleme az Egyesült Államokra vonatkozó részhalmoz, az úgynevezett US Historical Climatology Network (USHCN). Elemzésünk részeként olyan USHCN mérőállomásokat használunk, amelyek adatait már korrigálták a megfigyelési idő torzításai miatt Karl et al. (1986), de még nem estek át a Menne és Williams (2009) féle homogenizációs folyamaton. Ezt a köztes USHCN-adatkészletet a <https://www.ncdc.noaa.gov/uschn/introduction> webhelyről töltöttük le [verzió 909.5.5. hozzáférési idő: 2019.12.12.].

Ebben a tanulmányban éves átlaghőmérsékletet veszünk figyelembe (és nem valamely hónapra vagy évszakra vonatkozó átlagokat), és ezért elvárjuk, hogy az adott évre 12 teljes havi adatunk legyen. Továbbá annak meghatározása érdekében, hogy az éves átlaghőmérséklet hogyan változik egy adott állomáson, egy jól ismert megközelítést alkalmazunk: az egyes hőmérséklet-adatokat az 1961–1990 közötti bázisvonalhoz (a legnagyobb lefedettségű 30 éves időszakhoz) viszonyított „hőmérsékleti anomália-idősorokká” alakítjuk át. Miután elkészítettük a félgömbre vonatkozó teljes

sorozot, az értékeket átszámítottuk az 1961–1990-es bázisvonalról a 1901–2000-es bázisvonalra, azaz a 20. századi átlaghoz képest végezzük az értékelést. Valamely mérőállomás akkor vonható be az elemzésbe, ha az 1961 és 1990 közötti időszakban legalább 15 teljes éves adatsorral rendelkezik. Ezek a viszonylag szerény korlátozások az állomásszámot 7.280-ról 4.822-re csökkentik.

A GHCN adatbázis 3. verziója két különböző becslést tartalmaz arra vonatkozóan, hogy az egyes állomások mennyire tekintendők városi jellegűnek. Minden állomást besoroltunk a három lehetséges kategória egyikébe („vidéki”, „félleg városi” vagy „városi”), attól függően, hogy azon a környéken hozzávetőlegesen mennyien élnek. Az mérőállomásokhoz egy második kategóriát is hozzárendelünk (ismét a fenti három közül), a helyi éjszakai fényintenzitás függvényében – lásd Peterson et al. (1999) cikkét a részletekért.

A kategóriák az adott mérőállomás városias jellegének mértékére külön-külön meglehetősen elnagyolt és kissé idejét múlt becslést nyújtanak. Mindazonáltal a mindkét kritérium szerint „vidéki” kategóriába sorolt mérőállomások általában viszonylag vidéki jellegűek, míg a mindkét szempont szerint „városi” kategóriába sorolt állomások általában tényleg erősen városiasak.

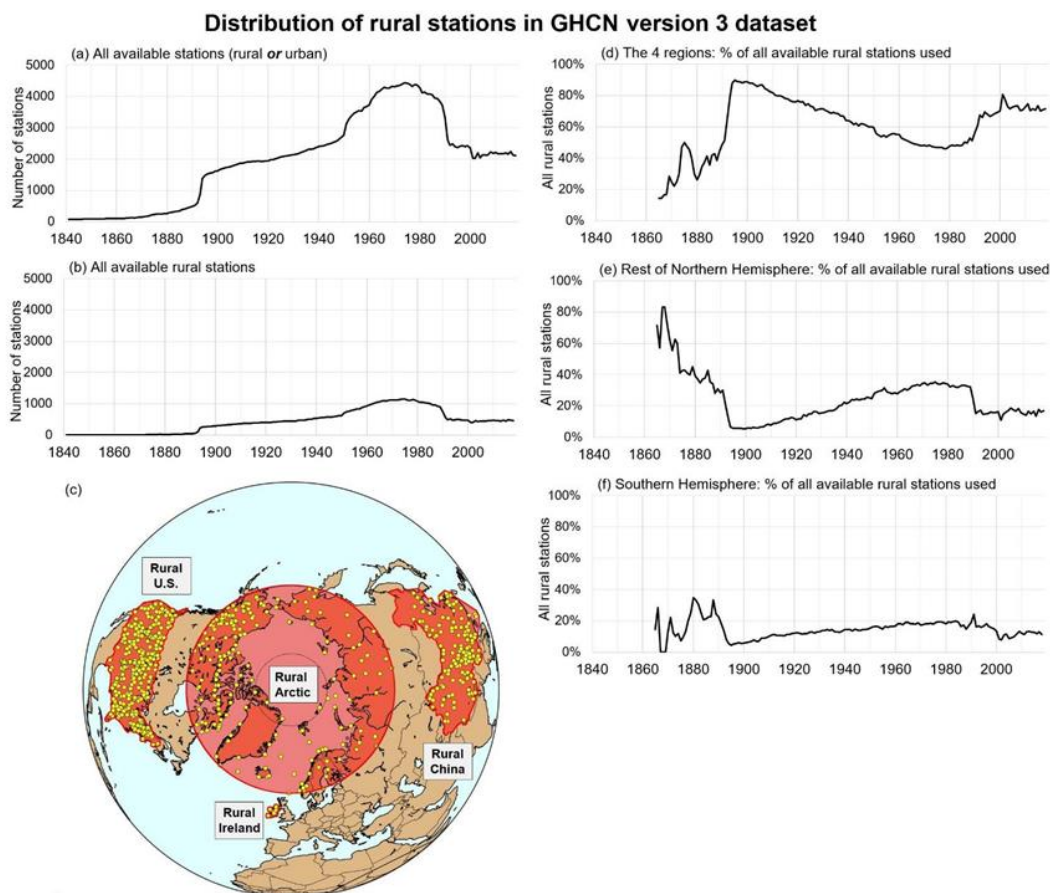
Ezért a két kategória együttes használatával a legtöbb igazán vidéki és nagyvárosi állomás beazonosítható. Amint azt fentebb említettük, néhányunk (például Soon et al. (2018) kifinomultabb és naprakészebb urbanizációs becsléseken dolgozik ki a GHCN adatbázis 4. verziójához és a kapcsolódó ISTI adatbázishoz. E tanulmányban (amely a GHCN 3. verzióját használja) Soon et al. (2015) három kategóriába sorolásának eredménye a következő:

- „vidéki” = mindkét szempont szerint vidéki 4.822 állomás közül 1.278, azaz 27%,
- „városi” = mindkét szempont szerint városi 1.129, azaz 23%,
- „félleg városi” = az állomások fennmaradó része 2.415, azaz 50%.

Ebben a cikkben az északi féltekét tanulmányozzuk, aminek sokkal nagyobb az adatokkal való lefedettsége. A jobb megértés érdekében azonban a 6. ábrán bemutatjuk az adatok összesített elérhetőségét mindkét féltekén. A működő mérőállomások évenkénti számát (mindkét féltekén) a 6(a) ábra mutatja. A „vidéki” követelményeknek megfelelő állomások teljes számát a 6(b) ábra mutatja. Látható, hogy az 1961–1990-es időszakban mindkét ábrának maximuma van. A rendelkezésre álló adatszám ezen az időszakon kívül kevesebb: a 20. század elejére különösen csekély, de a 30 éves bázis-időszak előtt is sokkal alacsonyabb volt. Erre már korábban felfigyeltek, például Lawrimore et al. (2011). Amint azonban Soon et al. (2015) rámutatott, az adathiány-probléma súlyosbodik, ha csak a vidéki részhalmazt vesszük számításba, vagyis a 6(b) ábrát. Míg az optimális 1961–1990-es alapidőszakban a GHCN mérőállomások 27%-a rendelkezik legalább 15 teljes év megfigyelési időtartammal, a vidéki mérőállomások legtöbbször rövid és/vagy hiányos adatsorok.

E megállapítások nem meglepőek, mivel több évtizeden át hosszú és folyamatos megfigyelést biztosítani sokkal megterhelőbb egy elszigetelt vidéki helyszínen, mint egy lakott városi mérőhelyen (Soon et al. 2015, 2018, Connolly és Connolly 2014c, Ren és Ren 2011, Ren et al. 2015). Különösen az automatizált meteorológiai állomások viszonylag nemrég megjelenése előtt volt ez jellemző. Ennek az a következménye, hogy a korábbi időszakokban a rendelkezésre álló vidéki mérőállomások aránya sokkal alacsonyabb. Például az 1931-es adatokat tartalmazó 2.163 mérőállomás közül kategorizálásunk szerint csak 454 (21%) vidéki. Az 1901-es adatokat tartalmazó 1.665 állomás közül pedig csupán 300 (18%).

További nehézséget jelent, hogy a viszonylag hosszú megfigyelési időszorral rendelkező legtöbb vidéki mérőállomás idősora nem teljes. A mérőállomáson végzett megfigyelések nominálisan viszonylag hosszú időszakot ölelhetnek fel, de gyakran nagy (több éves vagy akár évtizedes) kihagyásokkal terheltek, és az állomás éves átlagos hőmérséklete gyakran egészen más értéket mutat a megszakadás után, mint előtte (Connolly és Connolly 2014a,b,c). Indiából például 8 vidéki állomás található a GHCN-adatkészlet 3. változatában. Mind a nyolc állomás viszonylag hosszú múltra tekint vissza (ötről van legalább néhány adat a 19. század végéről, két mérőállomáson pedig a 20. század első évtizedében kezdődött a mérés (Connolly és Connolly 2014b). A megfigyelések többsége azonban súlyos adathiánytól szenved – az átlagos éves hőmérséklet gyakran jelentős „megugrik”, ami a mérőállomás átköltöztetésére, vagy egyébként, nem éghajlati torzításra utal. A nyolc közül egyik idősor sem elég teljes ahhoz, hogy folyamatosan leírja a hőmérséklet alakulását a 19. század végétől napjainkig.



6. ábra. Az északi félteke vidéki jellegű hőmérsékleti idősorának összeállításához használt mérőállomás-megoszlás a Globális Történelmi Klimatológiai Hálózat (GHCN 3. verzió) adatbázisában a) A használható mérőállomások (vidéki vagy városi) évenkénti teljes száma (mindkét féltekére). Az ún. „használható” állomások azok, amelyek legalább 15 éves adatsorral rendelkeznek a maximális állomás-lefedettségű 1961–1990 közötti időszakban, és ahol egy éves adat 12 teljes havi adatból áll. (b) A GHCN metaadatai szerint mind az éjszakai fényerő, mind a népsűrűség szempontjából „vidéki” helynek tekintett használható állomások teljes száma. (c) A négy régió és a vidéki állomások elhelyezkedése azokon a területeken, amelyeket az északi félteke vidéki hőmérsékleti adatsorainak összeállításához használtunk. d) A rendelkezésre álló összes vidéki adat százalékos aránya ebben a négy régióban évente. e) A rendelkezésre álló vidéki adatok százalékos aránya az északi félteke többi részén. f) A rendelkezésre álló vidéki adatok százalékos aránya a déli féltekén.

Ha meglebbe a mérőállomás története (amit gyakran „mérőállomás-metaadatok”-nak neveznek), amelyekben dokumentálnák a mérőállomás helyében, a műszerekben, a megfigyelés idejében stb. bekövetkezett változásokat, akkor sok esetben lehetséges lenne a feljegyzett adatokban a nem éghajlati torzításokat korrigálni. Különösen, abban az esetben, ha a mérőállomás-váltáskor végeztek párhuzamos méréseket (amint ez az utóbbi években egyre gyakoribbá válik). Sajnos azonban az efféle előzmények az GHCN adatbázisból hiányoznak.

Mint korábban említettük, több csoport azzal érvelt, hogy statisztikailag megalapozott „homogenizációs” technikák alkalmazásával a homogenizációs algoritmusok pontosan felismerik és korrigálják a fő torzításokat (Peterson et al. 1999, Menne és Williams 2009, Hausfather et al. 2013, Li és Yang 2019, Li et al. 2020b). Ha azonban a vidéki mérőállomásokat városi szomszédaikhoz igazítják, e technikák „városi keveredést” visznek a vidéki adatokba, azaz a vidéki mérőállomások adatait is „urbanizációs torzítás” fogja terhelni. Vagyis a homogenizálási folyamat a névleg „vidéki” mérőállomásokon megfigyelt adatokat is elronthatja, még olyan esetekben is, ha a homogenizálás előtt nem mutatkozott urbanizációs torzítás (Soon et al. 2015, Soon et al. 2018, 2019b, Connolly és Connolly 2014a,b,c).

Ezen okok miatt Soon et al. (2015) a nem homogenizált adatkészletet használta, de csak vidéki (vagy főleg vidéki) mérőállomásokat vett figyelembe, a négy régióból, ahol vidéki állomások nagy sűrűségben fordulnak elő, és/vagy ahol releváns mérőállomás-történeti információkkal állnak rendelkezésre. Itt is ezt a megközelítést alkalmazzuk, de a négy régiót az alábbiak szerint frissítjük és módosítjuk:

- Vidéki (természeti környezetben lévő) sarkvidék. Az északi 60°-tól északra fekvő 110 vidéki GHCN-állomás hálózati átlaga. Soon et al. (2015) az elemzése az Északi-sarkvidéki (vagyis az északi 66,7°-tól északra eső területekre) korlátozódik. Ez kevesebb mérőállomást tartalmaz, és ezért néhány városi és félvárosi állomást is bevettek. Connolly et al. (2017)-t követve itt csak vidéki mérőállomásokat veszünk figyelembe, ugyanakkor az „Északi-sarkvidéket” kiterjesztettük az északi 60°-tól északra fekvő bármely állomásra.
- Írország vidéki része. Soon et al. (2015) kimutatta, hogy a NOAA által az Írország leg-hosszabb vidéki megfigyelési adatsorára, a Valentia Observatóriumra alkalmazott kiigazítások rendkívül következtelenek voltak, és nem sikerült beazonosítani az állomás 2001. februári átköltöztetése következtében bevezetett -0,3 ° C-os hűtési torzítást sem. Ezért Írországra vonatkozóan a kiigazítás előtti vidéki megfigyelési adatokat használjuk, és ennek a nem éghajlati torzításnak a figyelembevételére manuális korrekciót alkalmazunk. A Soon et al. (2015) kompozit ezt a manuálisan homogenizált Valentia Observatóriumi idősort használta Írország vidéki területének hőmérsékleti jellemzésére. Megállapították azonban, hogy a GHCN adatkészlet másik négy vidéki ír állomása is hasonló tendenciákat mutat az átfedés időszakában. Ezért ebben a tanulmányban az öt vidéki ír állomás rácsátlagát használjuk.
- Vidéki USA. Vidéki amerikai sorozatunk megegyezik a Soon et al. (2015)-ban leírtakkal, kivéve 2018-ra.
- Vidéki Kína. Kínai idősorunk is megegyezik Soon et al. (2015)-ével, azzal az eltéréssel, hogy 2018-ra frissítettük. Mivel Kínában nagyon kevés olyan vidéki állomás található, amelynek adatsora több mint ~70 évre visszanyúlik, elemzésünkbe bevontunk néhány olyan mérőállomást is, amelyek jelenleg városi vagy félig városi környezetben találhatók. Ezeket a mérőállomás-adatokon ugyanis az urbanizációs torzulás célzott kiigazítása érdekében elvégezték a Soon et al. (2015) által ismertetett, szükséges korrekciót.

A mérőállomások elhelyezkedését a négy régióban a 6(c) ábra mutatja. A régiók az északi félteke különböző helyein találhatók, és tartalmazznak szubtrópusi (az Egyesült Államok és Kína déli része), valamint sarki területeket is (az Északi-sarkvidék). Azonban egy régió sem található a déli féltekén; így ez a becslés pusztán az északi féltekére vonatkozik.

Ha az egyes mérőállomás-adatokhoz kapcsolódó urbanizációs torzítás pontos becsléseit meg lehetne határozni és a korrekciókat végre lehetne hajtani (ahogyan a kínai részalmaz esetében megtették), akkor ezt az elemzést elvileg ki lehetne terjeszteni a rendelkezésre álló GHCN-adatok nagyobb részére. Ez különösen ígéretes lehet a hosszabb idősorok esetében, különösen akkor, ha az urbanizációs torzítás kis mértékű volt. Például Coughlin és Butler (1998) becslései szerint az észak-írországi (Egyesült Királyság) Armagh Observatórium mérőállomásán hosszú idő alatt (1796-tól mostanáig) az urbanizációs torzítás valószínűleg kevesebb volt, mint 0,2°C (1996-os adat). Hasonlóképpen, Moberg és Bergström (1997) két hosszú svédországi idősorra (Uppsala és Stockholm) tudott kidolgozni korrekciót az urbanizációs torzításra. Tekintettel a mérőállomások közötti urbanizációs torzítások változatosságára, úgy látjuk, hogy az urbanizációs torzítás kijavítására irányuló kísérletek egyedi értékelést igényelnek, nem pedig olyan automatizált statisztikai homogenizálási technikákat, amilyeneket jelenleg favorizálnak. A rendelkezésre álló adatok ilyen módon történő bővítése érdekében intenzívebb kutatást tartunk szükségesnek. Néhányan mi magunk is dolgozunk ilyeneken olyan mérési területekre, ahol viszonylag nagy a mérőállomás-sűrűség. Egyelőre azonban úgy gondoljuk, hogy az itt leírt megközelítés, miszerint csak a vidéki adatokat használjuk, célravezető kezdeti lépés lehet az urbanizációs torzítás problémájának leküzdése útján.

Amint az a 6(d) - (f) ábrákból kitűnik, a 20. század eleji vidéki adatok több mint 80%-át önmagában ez a négy régió adja. Ezért ez a becslés nagyobb valószínűséggel reprezentálja az északi

félteke természeti környezetben lévő talajfelszín-hőmérsékleti trendjeit, mint a 3.2. szakaszban leírt standard becslések, mivel a legtöbb kiegészítő adat a leginkább városiasodott mérőállomásokból származik. Mindazonáltal, mivel az állomások négy régióra korlátozódnak, nem pedig egyenletesen oszlanak el az egész féltekén, nem világos, hogy mi a legalkalmasabb módszer az egyes mérőállomások adatainak súlyozására. Soon et al. (2015) a súlyozást két lépésben hajtotta végre. A mérőállomásokat mindegyik régióban a földrajzi szélesség és hosszúság szerint $5^\circ \times 5^\circ$ cellákhoz rendeltük. Minden olyan évre vonatkozóan, amikor egy cellába legalább egy mérőállomás esett, az adott cella hőmérséklet-anomáliája a belül lévő összes állomás hőmérséklet-eltéréseinek átlaga lett. A cellák területe azonban a földrajzi szélességi fok koszinusza szerint csökken észak felé. Ezért egy adott év regionális átlagának kiszámításakor a cellánkénti adatokat az adott cella közepes földrajzi szélességének koszinuszával súlyoztuk.

Soon et al. (2015) szerint a négy régió mindegyike az északi félteke különböző részéből történő mintavételnek tekintendő, és ezért a négy régió átlaga jobban reprezentálta a félgömbi trendeket, mint az egyedi regionális becslések bármelyike.

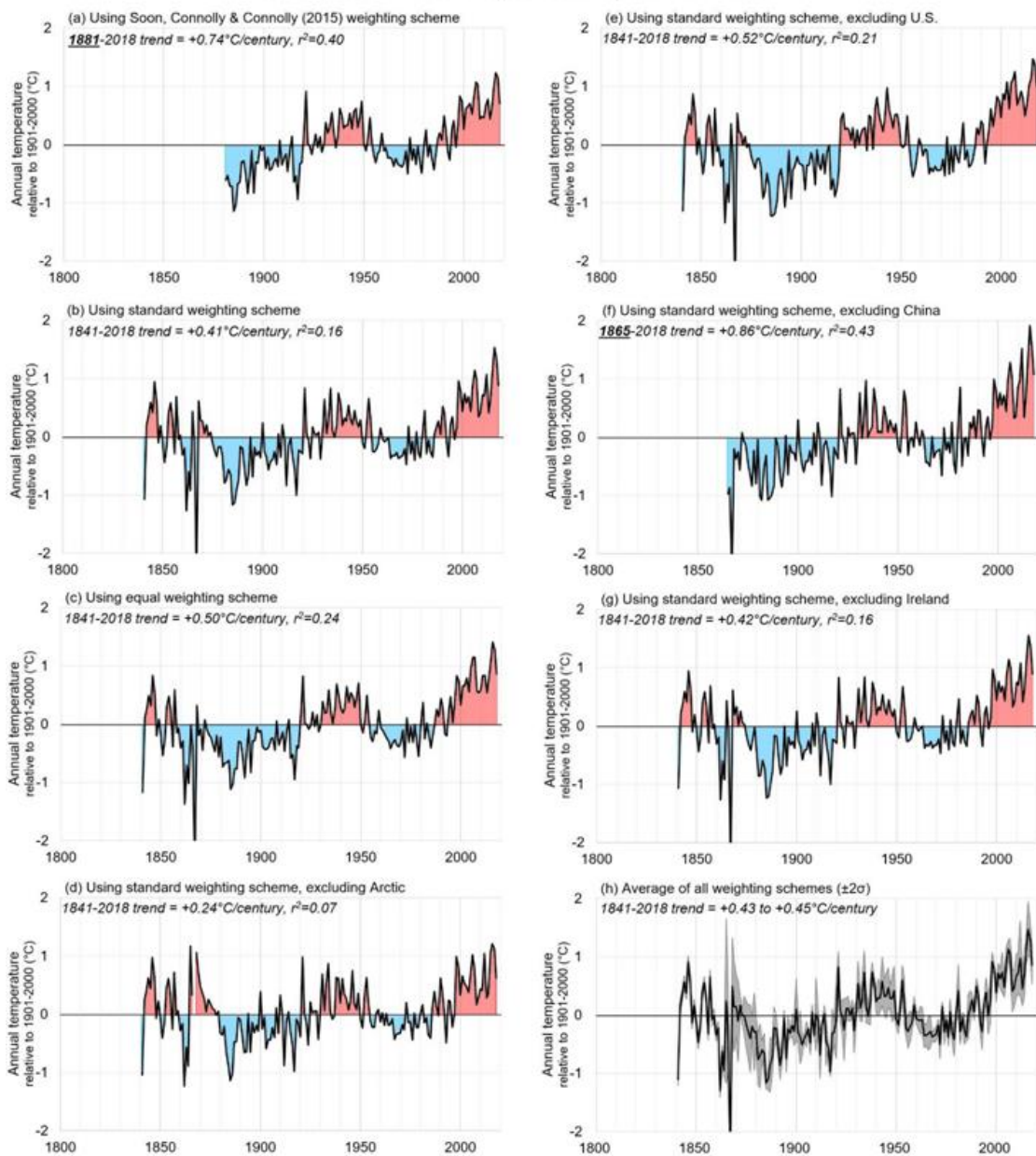
Mivel azonban a minták az északi félteke különböző régióit fedték le, a négy régiót is súlyozták a régió közepes földrajzi szélességének koszinuszával. Idősorukat az 1881-től kezdődő időszakra korlátozták, amelyre vonatkozóan mind a négy régióból voltak adatok. Ennek a súlyozási megközelítésnek a frissített változatát a 7(a) ábra mutatja.

Az adatok súlyozásához más megközelítéseket is lehetne használni. Az egyik megközelítés az lehetne, ha mind a négy régiónak egyenlő súlyt adnának. Ennek az „egyenlő súlyozási sémának” az eredményeit a 7. (c) ábra mutatja. A sorozatot kiterjesztjük visszafelé a legkorábbi évre, amióta adataink vannak, azaz 1841-re. Egy további megközelítés talán még hagyományosabb: az egyes régiókból becsült adatok meghatározása helyett azokat együttesen átlagolva, a félgömbi átlagértéket közvetlenül az összes rendelkezésre álló, mind a négy régióból származó rácsátlatból számítják ki, minden évre. Ezt a „standard súlyozási sémát” a 7. b) ábra ábrája mutatja.

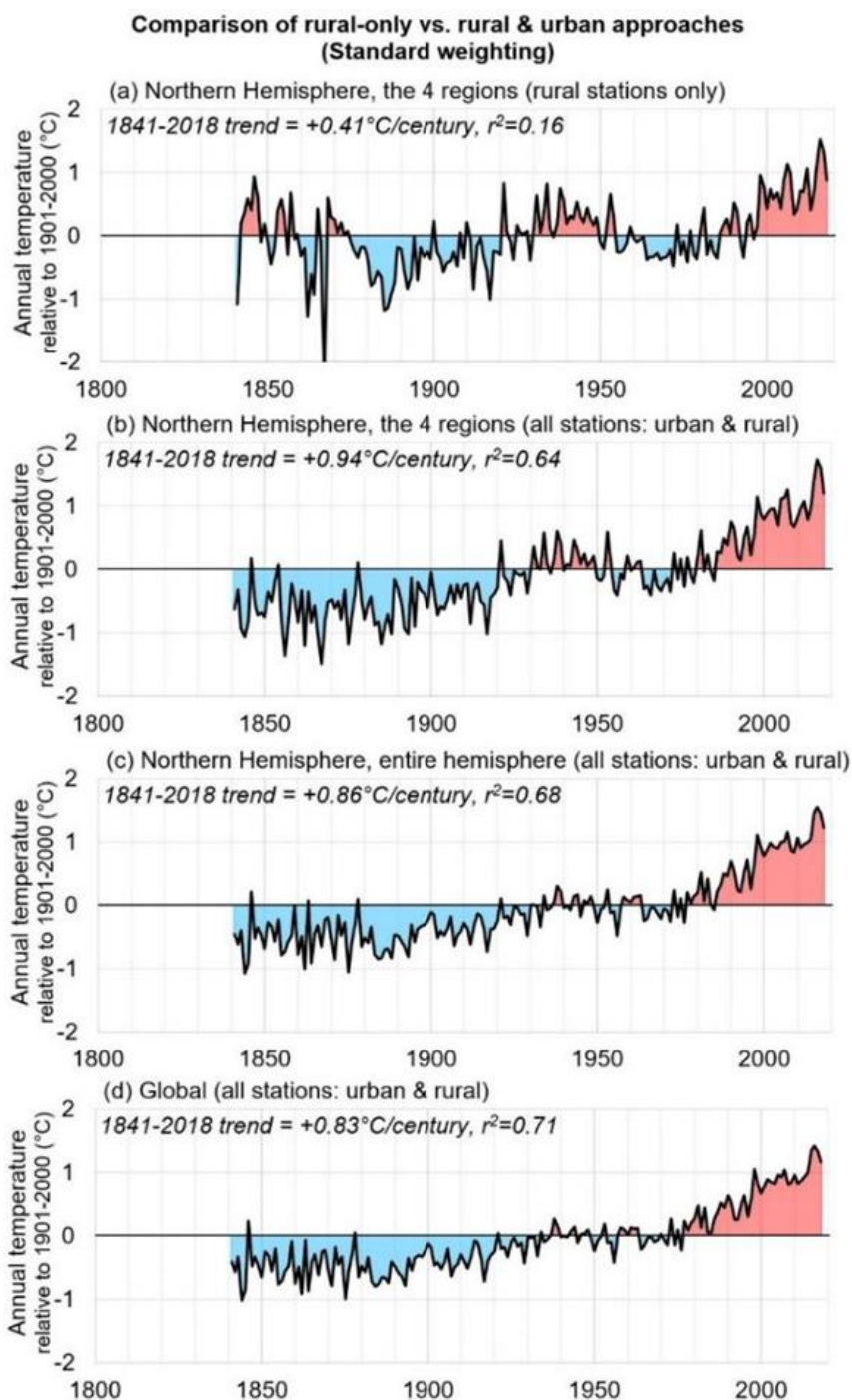
Lehet érvelni amellett, hogy a négy régió valamilyen oknál fogva kirívó lehet, és ezért nem jellemzi a félgömb hőmérsékleti alakulását. Ezért kiszámítottuk a „szabványos súlyozási séma” további négy változatát is, amelyekben a négy régióból csak hármát-hármát használunk. Ez a négy becslés a 7. (d) – (g) ábrán látható.

Az egyes becslések között némi különbség mutatkozik. Ezért e cikkben az elemzésünkhöz a hét becslés átlagát, valamint felső és alsó határértékét is felhasználjuk. Ezeket a határokat a hét sorozat átlagaként számoljuk, $\pm 2\sigma$ -val. Mindazonáltal a hét becslés nagyon hasonlít egymásra, ami azt jelenti, hogy a különböző súlyozási rendszerek hatása viszonylag csekély. Pontosabban, az északi félteke a 19. század végétől az 1940-es évek közepéig minden becslés szerint melegeedett; az 1970-es évek közepéig hűlt; majd mostanáig melegeedett. A hosszabb időtartamú becslések szerint a 19. század közepén viszonylag meleg időszak is létezett. Ezért a vidéki adatok szerint a jelenlegi meleg időszak összehasonlítható az 1940-es évek közepén, esetleg a 19. század közepén kialakult korábbi meleg időszakokkal. Bár a hosszú távú lineáris trend a 19. század vége óta tapasztalható globális felmelegedés, de úgy tűnik, ez onnan ered, hogy a 19. század végén viszonylag hideg volt. Ez eléggé eltér az IPCC (2013) becslésétől, de – érdekes módon – meglehetősen hasonlít Lansner és Pepke-Pederson (2018) „árnyékolt” mérőállomásokon alapuló elemzéséhez. Egy efféle eredmény meglepő lehet, mivel számos tanulmány azt állította, hogy az urbanizációs torzítás nem jelent problémát az északi félteke levegőhőmérsékleti trendjeinek becslésében, és hogy a kontinenseken mindegyik globális hőmérséklet-becslés csaknem azonos eredményeket adott (Lugina et al. 2006, Hansen et al. 2010, Lenssen et al. 2019, Lawrimore et al. 2011, Muller et al. 2014, Jones et al. 1990, 2012, Cowtan és Way 2014, Xu et al. 2018, Parker 2006, Wickham et al. 2013, Peterson et al. 1999, Hausfather et al. 2013, Li és Yang 2019, Li et al. 2020b, Menne et al. 2018, Jones 2016, Hawkins és Jones 2013). Ezért a következő alfejezetben áttekintjük e különbségek lehetséges okait.

Rural Northern Hemisphere temperature series



7. ábra. Az északi félteke vidéki (természeti környezetben mért) hőmérséklet-idősorai. (a)-(c): három különböző súlyozási séma alkalmazásával; (d)-(g): a standard súlyozási séma alkalmazásával, de a négy régió egyikét kizárva; (h) a hét alternatíva (a)-(g) átlaga, valamint felső és alsó ($\pm 2\sigma$) határa. (h)-ban a $\pm 2\sigma$ burkoló a jelen elemzésben használt idősorra vonatkozik. Az összehasonlítás megkönnyítése érdekében a 7-13., 17. és 18. ábrán látható y tengelyeket ugyanazon a skálán ábrázoljuk, csakúgy, mint az x tengelyeket, kivéve a paleoklíma-becslésekkel kiegészített néhány ábrát.



8. ábra. (a) Az északi féltekére vonatkozó vidéki (vagy urbanizációs torzításokkal korrigált) hőmérsékleti idősorunk, a négy régió alapján; (b) A négy régió városi vagy vidéki összes mérőállomását használó hőmérsékleti idősor (Menne és Williams 2009-es automatizált módszerével homogenizálva). (c) ugyanaz, mint (b), de az északi félteke összes (városi és vidéki) mérőállomása alapján. (d) ugyanaz, mint (b) pont, de bármelyik félteke összes mérőállomásának adatai alapján. Az egyes hőmérséklet-sorok 1841-2018-as lineáris trendjeit a megfelelő panel címkéje tünteti fel, a lineáris trendre vonatkozó r^2 (regressziós együttható) értékével együtt. Az összehasonlítás megkönnyítése érdekében a 7-13., 17. és 18. ábrán látható y tengelyeket ugyanabban a léptékben ábrázoljuk, csakúgy, mint az x tengelyeket, kivéve néhány, paleoklíma-becsléseket is bemutató ábrát.

3.1.1. Az új, „csak vidéki” becslésünk jobb vagy rosszabb, mint a városi és a vidéki mérőállomásokat egyaránt tartalmazó szokásos becslés?

Peterson et al. (1999) kizárólag a vidéki állomások részhalmazának tendenciáit hasonlította össze a teljes GHCN-adatsorral, ugyanakkor azt állította, hogy a tendenciák egyenértékűek, és arra a következtetésre jutott, hogy az urbanizációs torzítás problémája elhanyagolhatóan kicsi. A Peterson et al. (1999) tanulmány a GHCN egy olyan változatát használta, amelyet automatizált, statisztikai módszereken alapuló homogenizációs algoritmus segítségével állítottak elő, annak érdekében, hogy igyekezzenek csökkenteni a nem-klimatikus torzítások hatásait. Ugyanakkor Soon et al. amellett érvelt, hogy a jelenlegi homogenizációs algoritmusok nem egyszerűen rosszul teljesítenek, amennyiben a GHCN adatok nem-klimatikus torzításaira alkalmazzák, hanem a különböző állomásokon – nem szándékosan – a nem-klimatikus torzítások összekeveredéséhez is vezethetnek (Soon et al. 2015, 2018, 2019b). Ez a keveredés a homogenizálás után a szomszédos városi mérőállomások urbanizációs torzításának nagy részét belevitte volna a Peterson et al. (1999) által használt „vidéki” mérőállomások adataiba.

A „csak vidéki” becsléseink és a standard becslések közötti különbségek okainak beazonosításához a 8. ábrán összehasonlítjuk a „csak vidéki” becslésünket (8(a) ábra) három alternatív becsléssel, amelyek összehasonlíthatók a standard becslésekkel. A 8(b). ábrán látható becslés kiszámítása ugyanazon négy régió összes mérőállomása (vidéki, félig városi vagy városi) felhasználásával és a GHCN adatkészlet azon változatának felhasználásával történt, amelyet az automatizált Menne és Williams (2009) algoritmus segítségével homogenizáltak. A homogenizált GHCN adatkészletben az USHCN állomásokat is korrigálják – „csak vidéki” becslésünkhöz hasonlóan – a megfigyelés idejének megváltozásai esetén Karl et al. (1986). A nem-klimatikus torzulások kiküszöbölésére azonban a NOAA Menne és Williams (2009) homogenizálásán kívül nem tesznek további kísérleteket. Ne feledjük, hogy ebben az adatkészletben valamivel több vidéki mérőállomás található az Egyesült Államokból, mint amennyit a „csak vidéki” sorozatunk tartalmaz (295-t, 272-vel szemben), mert a GHCN-adatkészletben az az Egyesült Államok egybefüggő területéről is szerepeltetnek néhány nem USHCN állomást.

A 8(c) ábrán látható becslést az északi félteke összes (vidéki, félig városi, városi) GHCN mérőállomásaiból, a Menne és Williams (2009) által homogenizált GHCN adatkészlet felhasználásával számoltuk ki. Végül a 8(d) ábrán mutatott becslés a 8(c) ábrán szereplőhöz hasonlóan lett kiszámítva, azzal az eltéréssel, hogy ez olyan egy globális becslés, amely mindkét félteke összes állomását figyelembe veszi.

Vizsgáljunk meg most öt kézenfekvő kifogást, ami felmerülhet a „csak vidéki” sorozat megbízhatóságával kapcsolatban a standard becslésekhez képest:

1. Lehetséges lenne, hogy a négy régió nem jeleníti meg a globális trendeket? A 8(a), a 8(c) és a 8(d) ábrák összehasonlítása szerint a „csak vidéki” becslés sokkal kisebb felmelegedést mutat, mint a szabványos becslések. Pontosabban, a „csak vidéki” becslés 1841–2018 közötti hosszú távú lineáris tendenciája az északi féltekén csupán $0,41^{\circ}\text{C}/\text{évszázad}$ értékkel jellemezhető, ami kevesebb, mint a fele a standard megközelítésekkel kapott tendenciáknak, azaz az északi féltekére kapott $0,86^{\circ}\text{C}/\text{évszázad}$ (globálisan pedig $0,83^{\circ}\text{C}/\text{évszázad}$) értéknek (8(c) és 8(d) ábra). Felmerülhet, hogy ez a négy régió véletlenül alábecsüli az északi félteke (és a teljes földgömb) többi részének felmelegedését. Azonban, amint az a 8(b) ábrán látható, amikor a standard megközelítést alkalmazzuk erre a négy régióra, a lineáris trend még nagyobb ($0,94^{\circ}\text{C}/\text{évszázad}$), mint a másik két esetben. Más szóval azt lehet mondani, hogy a négy régióra inkább az a jellemző, hogy kissé túlbecsüli a világ többi részének felmelegedését.
2. A nem-klimatikus torzítások hatásainak csökkentésére miért nem használtunk olyan automatizált, statisztikán alapuló homogenizációs algoritmust, mint a standard becslések? Az adatokban esetleg meglévő különféle, nem éghajlati eredetű torulást korrigálni szükséges. Az előzőekben leírtak szerint azonban Soon et al. kimutatta, hogy ezek az algoritmusok gyengén teljesítenek, továbbá ha a GHCN nem-klimatikus torzításaira alkalmazzák, akkor a korrekció gyakran helytelen (Soon et al. 2015, Soon et al. 2018, 2019b). Sőt, azt is kimu-

tatták, hogy az algoritmusok akaratlanul is a nem-klimatikus torzítások állomások közötti keveredéséhez vezetnek. Ezért azt állítjuk, hogy a tapasztalati alapú homogenizációs kiigazítások (ideális esetben a mérőállomás-történeti előzményeken alapulva) megbízhatóbbak, mint a legtöbb csoport által jelenleg alkalmazott statisztika alapúak, például Refs. (Hansen et al. 2010, Lenssen et al. 2019, Lawrimore et al. 2011, Jones et al. 2012, Cowtan és Way 2014, Xu et al. 2018, Menne et al. 2018, Hawkins és Jones 2013).

3. Miért nem vettük figyelembe a négy régión kívüli vidéki állomásokat? Amint az a 6. ábrán látható, a GHCN-adatkészletben jó néhány vidéki mérőállomás található a négy régió kívül is. Közelebről nézve: a négy régióban 503 vidéki mérőállomás van, az északi félteke többi részén 455, a déli féltekén pedig 269. Emiatt elsőre úgy tűnhet, hogy négy régió az északi félteke összes vidéki adatának csak 50%-át és a globális vidéki adatok 39%-át veszi figyelembe. Azonban, amint az a 6(d)-(f) ábrákból látható, a négy régióból származik a viszonylag hosszú megfigyelési időtartamú vidéki adatok túlnyomó többsége. Például a 20. század elejét nézve, a négy régió az északi félteke vidéki mérőállomásainak több mint 80%-át adja. Ez nem véletlen, hiszen Soon et al. (2015) kifejezetten azt a négy régiót jelölte meg, amelyek viszonylag nagy sűrűségű vidéki mérőállomásokat tartalmaznak, vagy amelyekre vonatkozóan a tapasztalati alapú homogenizációs kiigazításokhoz mérőállomás-történeti információk állnak rendelkezésre. A tény sok olvasó számára meglepő lehet: ez a négy régió adja a hosszú időre visszanyúló vidéki megfigyelések túlnyomó részét.
4. Túl kevés mérőállomást használtunk? A "csak vidéki" jellegű becslés összesen 554 állomás alapján készült (ez a szám valamivel több, mint az előzőekben említett 503, mert a kínai adatok egy része tapasztalati úton korrigált nem vidéki mérőállomásokról származik). A 8(c) ábra 4.176, a 8(d) ábra 4.822 állomáson alapszik. További csoportok becslései még több mérőállomás felhasználását tüzték ki célul.

A Berkeley „Earth” csoport azt állítja, hogy ~40 000 mérőállomást használ (Muller et al. 2014), bár a rendelkezésre álló megfigyelési időtartam többségük esetében 30 évnél rövidebb. Ezért tényleg lehet azzal érvelni, hogy a „csak vidéki” jellegű idősorok azért térnek el a szabványos becsléstől, mert a minta mérete túl kicsi. Azonban, amint arról Soon et al. (2015) (lásd különösen a 6. táblázatukat), és Hawkins és Jones (2013) beszámol, az északi félteke hőmérsékleti trendjeinek becslésére tett korábbi kísérletek közül sokan még kevesebb mérőállomást használtak fel, mégis meglehetősen hasonló eredményeket értek el, mint a szabványos megközelítést alkalmazó legújabb becslések. Mitchell (1961) például csak 119 állomást használt; Callendar (1961) csak ~350-et; Lugina et al. (2006) pedig 384-et. Ezenkívül Jones et al. (1997) számításai szerint körülbelül 50 jól elosztott állomás elegendő lehet az éves globális levegőhőmérsékleti trendek meghatározásához. Mivel az általunk használt kompozit csak az északi féltekére vonatkozik, elvileg még kevesebb mérőállomás is elég lenne. Ezért a „csak vidéki” és a szabványos becslések közötti trendbeli különbségek nem a kisebb mérőállomásszám következményei.

5. A különbségek miért a megfigyelési időszak elején legnagyobbak? Tekintettel arra, hogy az urbanizáció üteme az elmúlt évtizedekben felgyorsult, elsőre azt feltételezhetjük, hogy a városi és a vidéki idősorok közötti különbségek az utóbbi évtizedekben váltak jelentőssé. Két tényezőre emlékeztetjük azonban az olvasókat:

- i. A 8. ábra összes idősora a 20. századi átlaghoz képes van feltüntetve. Ez valamennyivel csökkenti a 20. század idősorai közötti különbségeket.
- ii. A 6. ábrából láthatóan a GHCN adatkészlet 1951-1990 közötti időszakában viszonylag magas a vidéki jellegű mérőállomások aránya. A szabványos becslésekben ezen időszak előtt (és kisebb mértékben utána is) feltűnően kicsi a vidéki mérőállomások aránya. Ezért (az adatok elérhetőségének időbeni változásai miatt) van az, hogy a „csak vidéki” és a „városi és vidéki” különbségek általában nagyobbak 1951 előtt, épp ellentétesen azzal, ahogyan gondolnánk.

Ennek ellenére egyes olvasók továbbra is előnyben részesíthetik a városi és a vidéki állomásokat egyaránt használó szabványos becsléseket. Ezeket a következő szakaszban tárgyaljuk.

3.2 Városi és vidéki mérőállomások használata

A 9. ábra az északi félteke kontinensein a levegőhőmérsékleti trendekre hét különböző becslést vet össze. Ezeket a szabványos megközelítéssel számították, azaz mind városi, mind vidéki mérőállomásokat is figyelembe vettek, és olyan homogenizációs eljárásokat alkalmaztak, mint Menne és Williams (2009) automatizált statisztikai algoritmusai vagy a Berkeley Earth „szike” eljárása (Muller et al. 2014). Bár az egyes csoportok megközelítései között enyhe különbségek vannak, az eredmények rendkívül hasonlóak. Összehasonlításképpen, a 8. (c) ábra „összes északi félteke mérőállomás” becslését 9(a) ábraként megismételjük. Itt 1800-ig nyúlunk vissza, és nagyon hasonlít a másik hat becsléshez. Saját becsléseik leírásakor a legtöbb csoportnak feltűnt az összes becslés közötti szembeszökő hasonlóság, például CRUTEM (Jones et al. 2012) 9(b) ábra; Cowtan és Way (Cowtan és Way 2014) 9(c) ábra; NOAA NCEI (Lawrimore et al. 2011), 9(d) ábra; NASA GISS (Hansen et al. 2010, Lenssen et al. 2019) 9(e) ábra; Berkeley Earth (Muller et al. 2014) 9(f) ábra; és a Kínai Meteorológiai Hivatal (Xu et al. 2018) 9(g) ábra.

A becslések egymáshoz való hasonlósága igen nagy bizalmat keltett a tudományos közösségben mindezen becslések megbízhatósága és pontossága iránt. Amint azt az előző szakaszban tárgyaltuk, úgy gondoljuk, hogy erre a bizalomra nem szolgáltak rá, továbbá, hogy az új, „csak vidéki” becslés megbízhatóbb. Mindazonáltal – az érvelés kedvéért, továbbá, mert nagyra értékeljük, ha sok olvasó esetleg nem ért egyet velünk – elemzésünket ezekre az ún. „városi és vidéki” alapú becslésekre is elvégezzük.

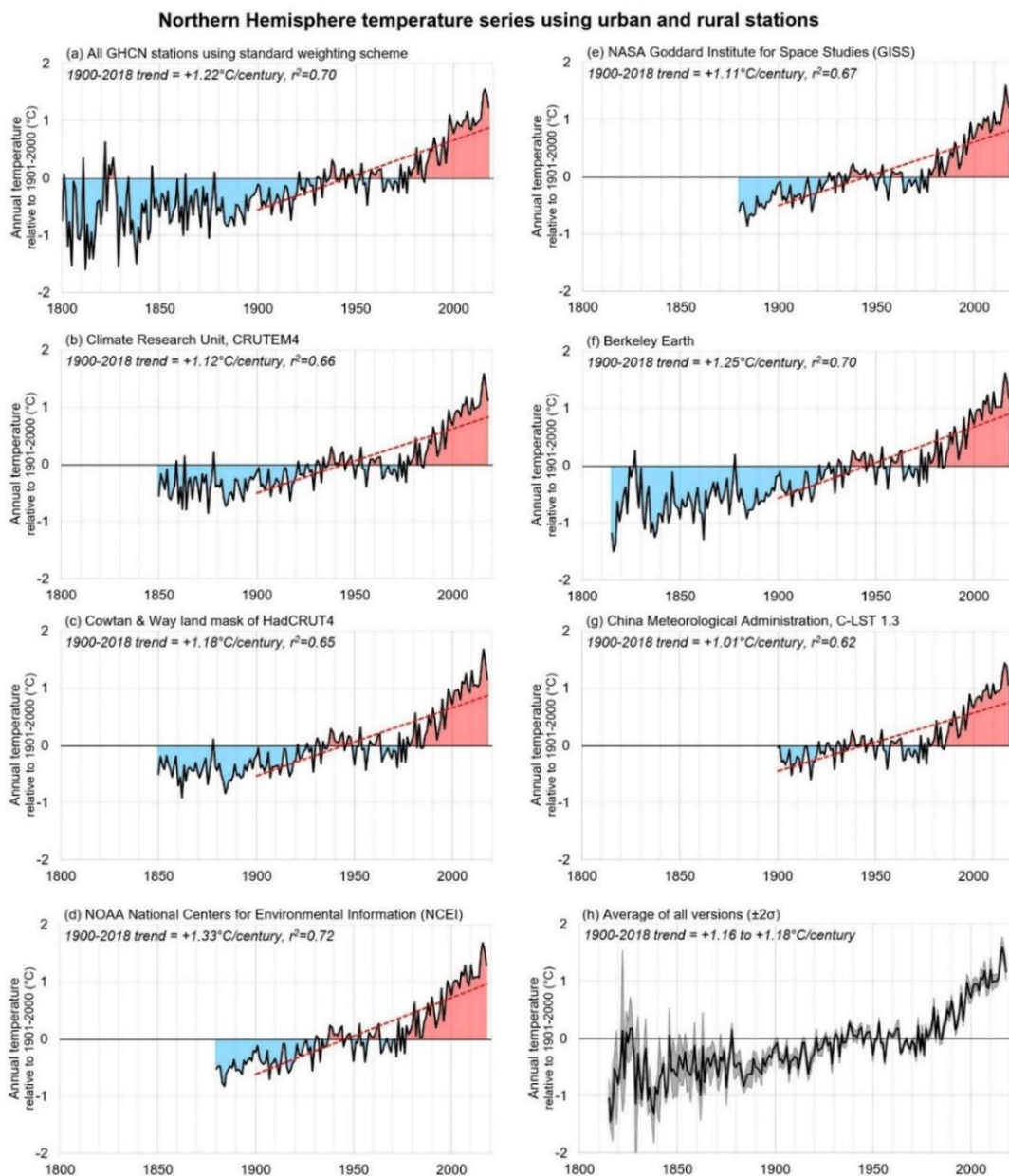
Noha a hét becslés mindegyike nagyon hasonlít a többihez (amint azt már megjegyeztük), akadnak közöttük kisebb eltérések. Ezért, ugyanúgy, mint korábban, a hét becslés átlagát felső és alsó határértékkel használjuk. Ezeket a határokat a hét sorozat átlagából $\pm 2\sigma$ értékre számítjuk, ld. 9. (h). ábra.

3.3 Tengerfelszín-hőmérsékletek

Az urbanizációs torzító hatásról folytatott vita potenciális megkerülésének egyik módja az lehet, ha az óceán felszínének hőmérsékleti trendjeit vesszük figyelembe a szárazföldi felszínhőmérsékleti trendek helyett. Sajnos az óceánfelszín hőmérsékleti adataihoz is jelentős bizonytalanságok társulnak, különösen az 1950-es évek előtt. Az 1957/1958-as Nemzetközi Geofizikai Év előtt a rendelkezésre álló adatok meglehetősen ritkák voltak az északi féltekén, és nagyon ritkák a déli féltekén (Kennedy et al. 2019). Ezenkívül az óceán felszínhőmérsékletének mérésére használt módszerek és műszerek hajónként eltérőek voltak, amit ráadásul a legtöbbször rosszul dokumentáltak (Kent et al. 2017). Emiatt úgy gondolták, hogy az óceánfelszín hőmérsékleti adatai kevésbé megbízhatóak, mint a szárazföldi felszínhőmérsékleti adatok (például Jones (2016)). Ennek ellenére az óceánra vonatkozó adatok nagyrészt függetlenek a földfelszín hőmérsékletének adataitól – még akkor is, ha egyes csoportok részben csökkentették ezt a függetlenséget azért, hogy az óceán felszínhőmérsékleti adatait úgy igazították ki, hogy jobban illeszkedjenek a földfelszín hőmérsékleti rekordjaihoz, pl. Cowtan et al. (2018).

Az óceánfelszín hőmérsékletére két versengő mérési adatkészlet létezik. A tengeri levegőhőmérséklet (Marine Air Temperatures, MAT) a hajók fedélzetén regisztrált átlagos levegőhőmérsékleten alapul. A tengerfelszín-hőmérséklet (Sea Surface Temperatures, SST) a felszín közelében mért átlagos vízhőmérsékleten alapul. Bizonyos értelemben a tenger feletti levegő hőmérséklete jobban hasonlítható a szárazföldi felszíni levegő hőmérsékletéhez, mivel mindkettő a felszín közelében méri a levegő hőmérsékletét. Tengeri levegőhőmérsékletből azonban kevesebb adat áll rendelkezésre, mint tengerfelszíni vízhőmérsékletből. Az is felmerült, hogy a tengeri léghőmérséklet nagyobb valószínűséggel befolyásolják nem éghajlati torzítások (mindenekelőtt a nappali méréseknél, pl. Rayner et al. (2003), Kent et al. (2013).

Emiatt az óceánfelszíni hőmérsékleti trendek elemzésének nagy része a tengerfelszíni vízhőmérséklet adatokra összpontosított. A rövidség kedvéért az óceánfelszín hőmérséklet-elemzését a Tengeri Felszíni Vízhőmérséklet (SST) adatokra korlátozzuk, de további kutatásokat javasolunk mindkét típusú adatkészlet felhasználásával, sőt azt is megjegyezzük, hogy ezek eltérő



9. ábra. Az északi félteke földfelszín-hőmérsékletének különböző becslései, az összes (városi-vidéki) állomás felhasználásával. (a) Becslésünk a 8(c) ábra alapján a GHCN 3. verzió adatkészletének felhasználásával. (b) Az Éghajlatkutató Egység (CRU) CRUTEM4 becslése. (c) A Cowtan és Way HadCRUT4 szárazföldi komponense. (d) a NOAA Nemzeti Környezeti Információs Központjának becslése. (e) A NASA Goddard Űrkutatási Intézet becslése. (f) a Berkeley Earth csoport becslése. (g) a Kínai Meteorológiai Szolgálat C-LST 1.3 becslése. (h) A hét alternatív becslés (a)-(g) átlaga, felső és alsó ($\pm 2\sigma$) határa. Az átlag és a $\pm 2\sigma$ standard szórási sáv, (h), amelyet az elemzéshez használtunk ebben a cikkben. Az 1900-2018 közötti teljes időszakot lefedő lineáris tendenciát összehasonlítási célból minden becslésre bemutatjuk. Megjegyezzük, hogy ez eltér a 8. ábrán 1841-2018-re vonatkozó lineáris trendektől. Az összehasonlítás megkönnyítése érdekében a 7-13., 17. és 18. ábrán látható y tengelyeket ugyanazon léptékben ábrázoljuk, csakúgy, mint az x tengelyeket. Kivételt csak paleoklíma-becsléseket tartalmazó esetekben teszünk.

eredményekre vezethetnek (Rubino et al. 2020). Még a tengerfelszíni vízhőmérsékletek esetén is széles körben elismert tény, hogy az adatokban valószínűleg vannak nem éghajlati torzítások. Különösen az 1950-es évek előtti időszakban fordultak ilyenek elő (Jones 2016, Kennedy et al. 2019, Kent et al. 2017, Cowtan et al. 2018, Kennedy 2014, Davis et al. 2019).

Amennyiben e torzítások tényleges nagysága és iránya kielégítően meghatározható lenne (ahogyan Kent et al. (2016) szorgalmazta), ez segítséget jelenthetne a földfelszíni hőmérsékleti adatokkal kapcsolatos viták eldöntésében. Davis et al. (2018) például megjegyezte, hogy ha külön elemzi azokat az SST-méréseket, amelyeket „gépházi szivattyúzással” és amelyeket „vödörrel” végeztek, egészen más globális hőmérsékleti trendeket kap az 1950 és az 1975 közötti időszakra. A „gépházi szivattyúzással” történt mérések 1950 és 1975 között jelentős globális lehűlési tendenciát jeleznek, olyat, amely összemérhető a 3.1. szakaszban a földfelszín-hőmérsékletre vonatkozó „csak vidéki” becsléseinkkel. Érdekes módon Lansner és Pepke-Pederson (2018) „árnyékolt” mérőállomásainak részhalmazából is ugyanez adódik. Ezzel szemben a „vödör” mérések ugyanebben az időszakban enyhe hőmérséklet-emelkedést mutatnak - összhangban a 3.2. szakaszban leírt „városi és vidéki” becslésekkel, valamint Lansner és Pepke-Pederson (2018) „nem árnyékolt” részhalmazával.

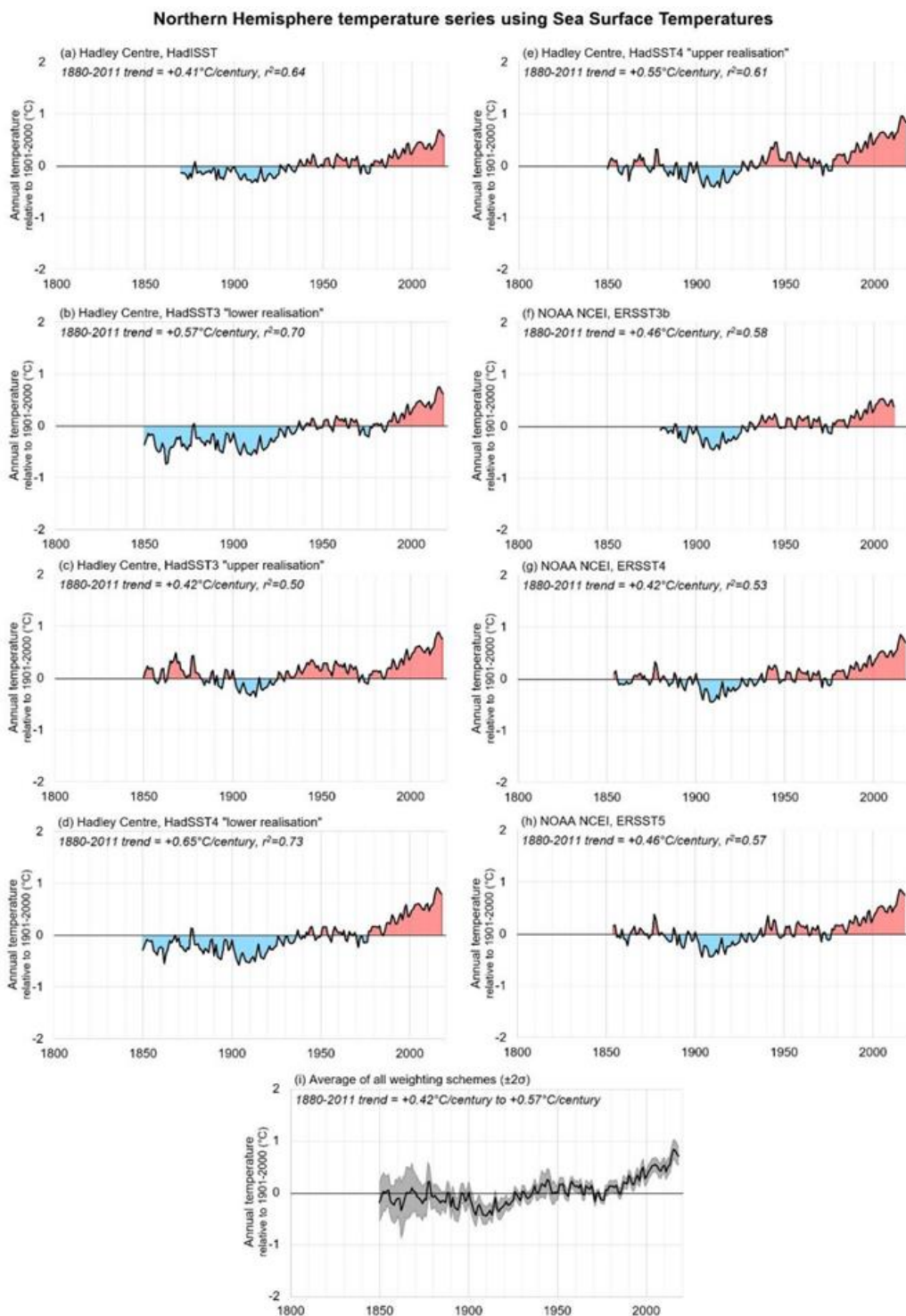
Jelenleg a tengerfelszín-hőmérsékletről három különböző változat érhető el a Hadley Központból (HadISST (Rayner et al. 2003), HadSST3 (Kennedy 2014, Kennedy et al. 2011b,a) és HadSST4 (Kennedy et al. 2019)), három pedig a NOAA-tól (ERSST v3 (Smith et al. 2008), v4 (Huang et al. 2015) és v5 (Huang et al. 2017)). A Japán Meteorológiai Ügynökségnek is van egy adatbázisa (COBE SST2, Hirahara et al. 2014), de mostani elemzésünk a széles körben használt NOAA és Hadley Center adatbázisokra korlátozódik.

A 10. ábra összehasonlítja az északi félteke tengerfelszínére vonatkozó különféle hőmérsékleti becsléseket. A tengerfelszín vízhőmérsékleti tendenciáinak becslésével kapcsolatos jelentős bizonytalanságokat elismerve, a Hadley Központ különböző becslések 100-100 elemű sokaságát állította elő adatkészletének két legutóbbi változatára, a HadSST3 (Kennedy 2014, Kennedy et al. 2011b,a) és a HadSST4 (Kennedy et al. 2019) idősorokra. Az előző verzió, a HadISST (Rayner et al. 2003) és a három NOAA adatkészlet elemzésénél azonban nem ezt a megközelítést alkalmazták. Emiatt, ha a HadSST3 és HadSST4 trend sokaságának összes tagját külön becslésként kezelnénk, akkor a másik négy adatkészlet trendjei nem járulnának hozzá sokat elemzésünkhöz. Másrészt, ha csak a HadSST3 és HadSST4 trend sokaságának „medián” becsléseit vennénk figyelembe, akkor alábecsülnénk a Hadley Center által ezekhez az adatkészletekhez kapcsolódó bizonytalanságokat. Ezt szem előtt tartva mindkét trend-sokaság esetében előállítottuk az „alsó- és felső becslést”, azaz az alsó és felső burkoló görbéket, és ezeket olyan négy különálló becslésként kezeltük, amelyek jól jellemzik a két, 200 elemű együttes becslés-sokaságban rejlő bizonytalanságokat, ld. 10(b)-(e) ábra. Ezután a Hadley Center másik változatával, a HadISST-sel - (10(a) ábra)- és a három NOAA becsléssel (10(f)-(h) ábra) mint további négy különálló becsléssel foglalkozunk.

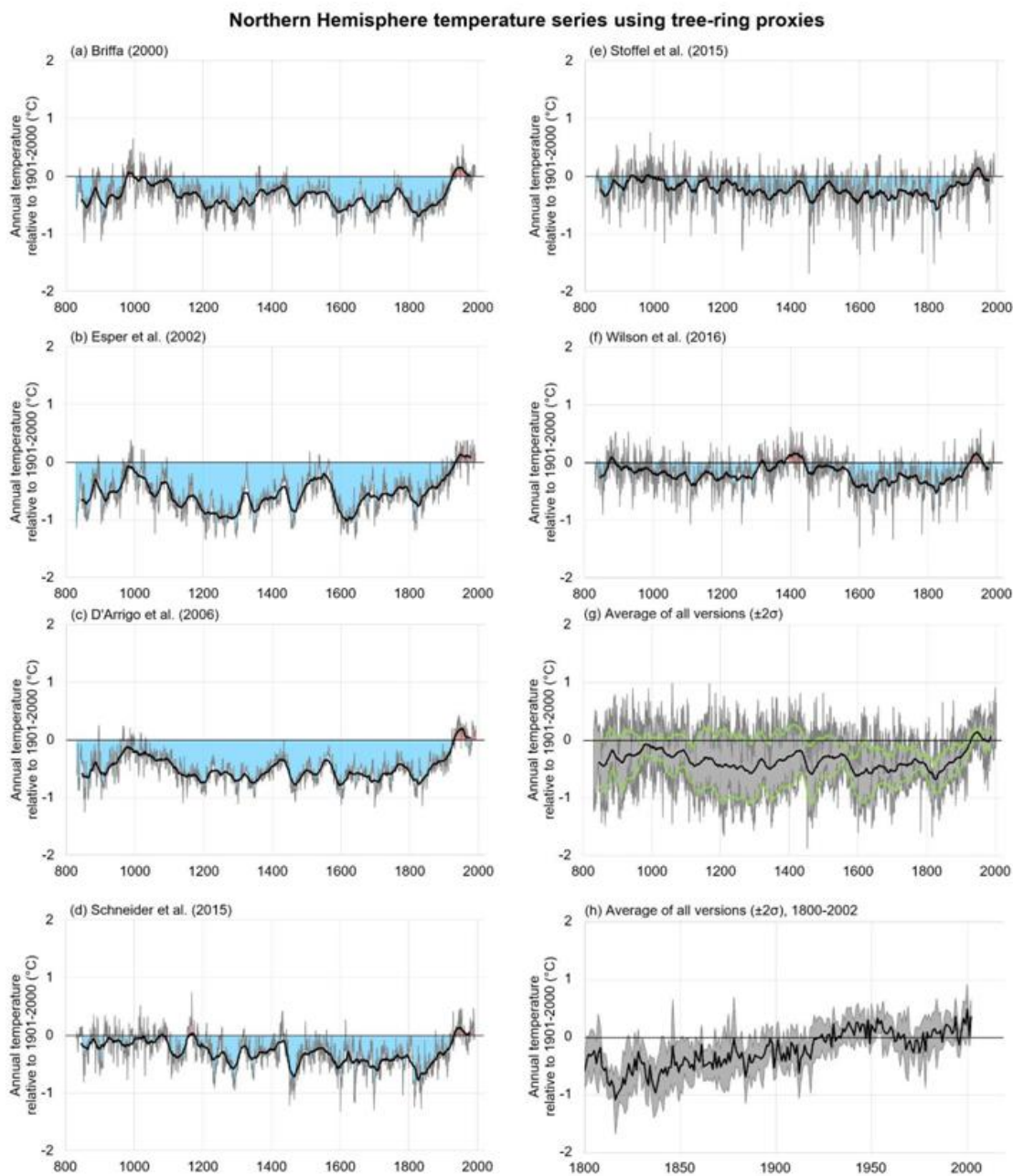
Ez összesen nyolc különböző becslést nyújt számunkra. A tengerfelszíni vízhőmérséklet elemzéséhez mind a nyolc becslés átlagát, valamint felső és alsó határát is használjuk, amit a $\pm 2\sigma$ standard szórási tartomány definiál, minden évre (10(i) ábra).

3.4 Égvűrű proxy alapú rekonstrukciók

A Nap szerepének értékeléséhez az északi félteke 19. század közepe előtti hőmérsékleti tendenciáiban az elemzések legtöbbször hőmérsékleti proxy-sorozatokra, például égvűrűk felhasználására kifejlesztett közvetett paleoklíma-rekonstrukciókra kénytelenek szorítkozni (Esper et al. 2018).



10. ábra. Az északi félteke felszíni vízhőmérsékletének különféle becslései. (a)-(e) A Hadley Center által kidolgozott különféle becslések - a részletekért lásd a szöveget. (f)-(h). A NOAA Nemzeti Környezeti Információs Központok (NCEI, korábban Nemzeti Klímaadatközpont, NCDC) által kidolgozott különféle becslések (i) A nyolc alternatív becslés (a)-(h) átlaga a $\pm 2\sigma$ standard szórási sávval. Az összehasonlítás céljából minden panelen feltüntettük a teljes 1880-2011 közötti időszakot lefedő lineáris trendet. Az összehasonlítás megkönnyítése érdekében a 7-13., 17. és 18. ábrán látható y tengelyeket ugyanazon léptékben ábrázoljuk, csakúgy, mint az x tengelyeket, kivéve a paleoklíma-becsléseket bemutató néhány ábrát.



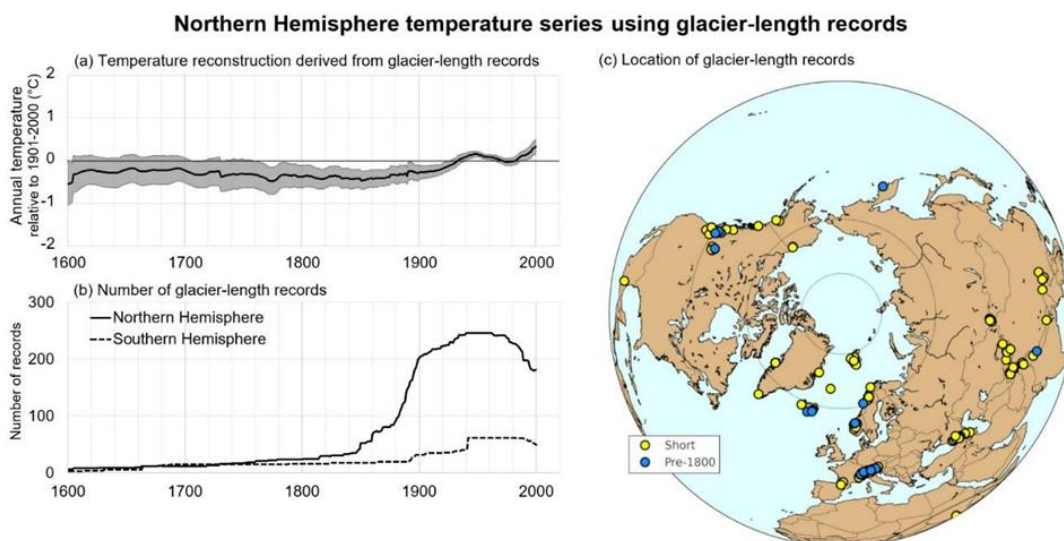
11. ábra. (a)–(f) Esper et al. (2018) ábrája hat különböző, fák évvűrűinek elemzésén alapuló földfelszín-hőmérsékleti proxy idősoráról az északi féltekére. (g) A hat proxy (a)–(f) átlaga, valamint felső és alsó ($\pm 2\sigma$) határa. (h) Megegyezik a (g) ábrával, azzal az eltéréssel, hogy csak az 1800–2002 közötti időszakra vonatkozik. (g) és (h): Az átlag és a $\pm 2\sigma$ burkoló, amelyet az elemzéshez használtunk ebben a cikkben. Az (a)–(g) ábrákon folytonos fekete görbék és a (g) ábrán látható folytonos zöld felső és alsó határok a 31 éves futóátlagokra vonatkoznak, a szemléletesség kedvéért. Az összehasonlítás megkönnyítése érdekében a 7–13., 17. és 18. ábrán látható x és y tengelyeket ugyanazon léptékben ábrázoljuk, kivéve a paleoklíma-becsléseket tartalmazó néhány ábrát.

Esper et al. (2018) nemrégiben az északi féltekére hat különböző évgűrű alapú, egy teljes évezredre visszatekintő rekonstrukciót hasonlított össze. A 11. ábra bemutatja a hat különböző rekonstrukciót, Esper et al. (2018) alapján. Habár ezeknek a rekonstrukcióknak a háttérben az évgűrű adatok bizonyos átfedést tartalmaznak, és nagyjából hasonló hosszú távú hőmérsékleti trendekre utalnak, Esper et al. (2018) hangsúlyozta, hogy a rekonstrukciók mindegyike némileg eltérő eredményt adott. Kiemelték, hogy a rekonstrukciók egyszerű átlagolása nem megfelelő eljárás – ezt St. George és Esper (2019) is hangsúlyozta. Ezért itt mind a hat rekonstrukciót független becslésként kezeljük. Azonban a többi becslésünkkel való összhang érdekében elemzésünk az átlagra fog épülni, a felső és az alsó határokkal együtt, amelyeket a hat sorozat $\pm 2\sigma$ standard szórási sávjából számolunk ki minden évre. A 11. (g) ábra vonatkozik a becslések által lefedett teljes időszakra, ami a 9. században kezdődik, a 11. (h) ábra a 19. század eleje óta tartó rövidebb időszakot szemlélteti.

3.5 Gleccserhossz-alapú rekonstrukció

Leclercq és Oerlemans (2012) elkészítette az összes rendelkezésre álló, sok évtizedes gleccserhossz-megfigyelés mindkét féltekére vonatkozó adatbázisát. Ezután a gleccserek hosszváltozásait mindegyik gleccsernél a helyi hőmérséklet helyettesítőjeként (proxy) használták fel. Leclercq és Oerlemans külön-külön adott becslést a Föld és a félgömbök hőmérsékletére. Amint az a 12. (b) ábrán látható, adataik nagy része az északi féltekéről származik, amire a mi elemzésünk összpontosít. Látható az is, hogy a gleccserhossz-megfigyelések zömmel a 20. században kezdődtek.

Ennek ellenére korlátozott számban mindkét féltekéről vannak az 1600–2000 közötti teljes időszakot lefedő adatok is. Igaz, a Leclercq és Oerlemans (2012) által megadott hibásávok meglehetősen nagyok, különösen a 20. század előtti időszakra vonatkozóan. Becsléseinknek megfelelően az átlagot felső és alsó határral együtt fogjuk kezelni Leclercq és Oerlemans (2012) északi féltekére vonatkozó rekonstrukciójából – lásd a 12(a) ábrát.



12. ábra. (a) Az északi félteke gleccserhossz-alapú hőmérséklet-rekonstrukcióinak átlaga és standard szórása (Leclercq és Oerlemans (2012)). (b) Gleccserhossz-megfigyelések száma a két féltekén az idő függvényében. (c) Leclercq és Oerlemans (2012) által az északi félteke hőmérsékleti rekonstrukciójához használt gleccserek földrajzi helye. Az 1800 előtti adatokat tartalmazó megfigyeléseket kék szín jelöli. Az összehasonlítás megkönnyítése érdekében a 7-13., 17. és 18. ábrán látható x és y tengelyeket ugyanazon léptékben ábrázoljuk, kivéve néhány kiterjesztett, paleoklíma-becsléseket is tartalmazó ábrát.

3.6 A becslés öt különféle típusának összehasonlítása

A 13. ábrán összevetjük az északi félteke 19. század óta tapasztalt hőmérsékleti tendenciáinak öt különböző becslését. (Az egyértelműség kedvéért csak a két hosszabb proxy-alapú becslésünkre mutatjuk be a 18. század utáni adatokat.) A becslések többségében kulcsfontosságú hasonlóságok mutatkoznak:

- Mind azt sugallják, hogy a jelenlegi hőmérséklet magasabb, mint a 19. század végén volt, vagyis hogy a 19. század vége óta történt némi felmelegedés.
- A 20. század közepén létezett egy „20. század eleji meleg periódus” (ECWP), amelynek 1930-1950 tájára tehető a csúcspontja, majd több évtizedes lehűlés (vagy a melegedés-hiány) következett.
- Az 1970-es évek végétől a 20. század végéig erőteljes melegedés ment végbe. Egyes becslések szerint ez a felmelegedés ma is folytatódik, bár a szakirodalomban folyik némi vita arról, hogy a 20. század vége után történt-e „melegedési hiátus”, és ha igen, véget ért-e már.

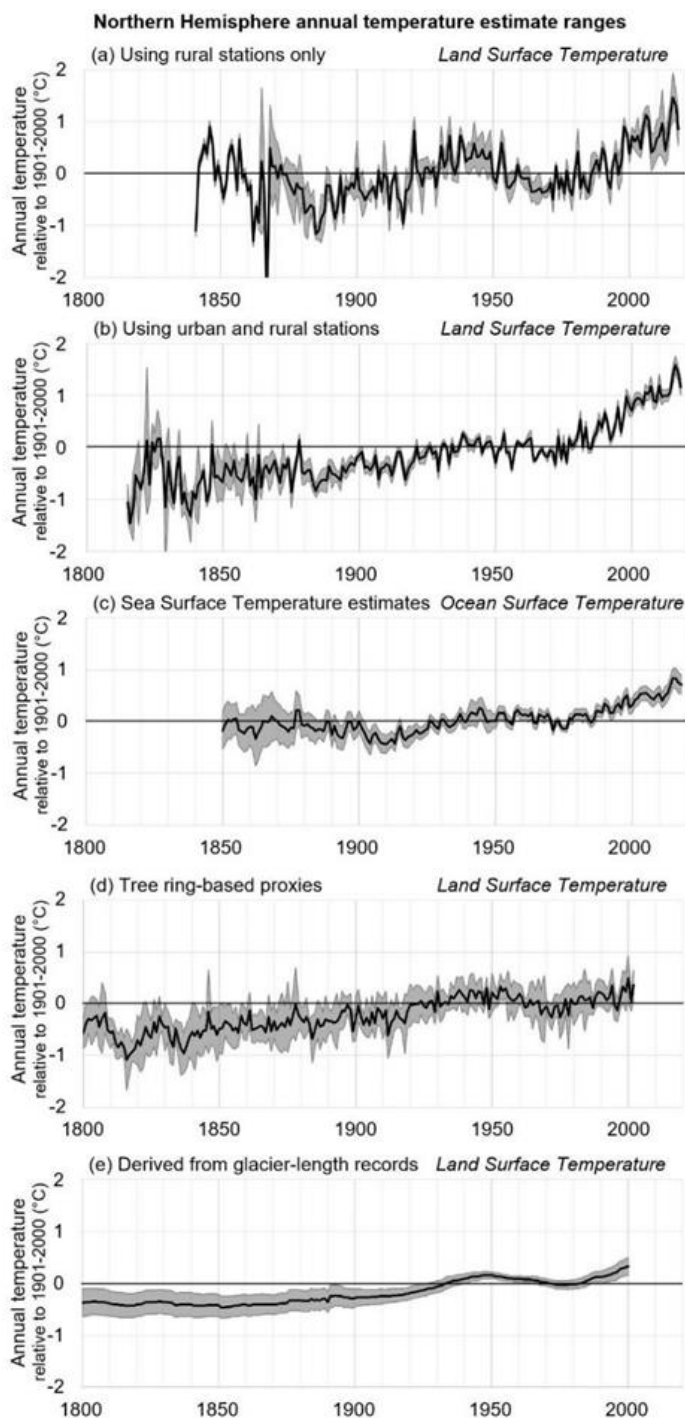
A különböző becslések között azonban tapasztalhatók árnyalatnyi különbségek is:

- A különféle felmelegedési és lehűlési időszakok bekövetkezése kissé eltérő, például a becslések nagy része azt sugallja, hogy a 20. század első felének meleg periódusa az 1940-es években tetőzött, míg az évgyűrű-alapú proxy-becslések egy későbbi (az 1950-es években bekövetkezett) csúcsra utalnak.
- A különféle felmelegedési és lehűlési időszakok hőmérsékleti szélsőértékei kissé eltérőek, például a városi és a vidéki mérőállomások együttesére vonatkozó becslések meredekebb hosszú távú felmelegedési trendet mutatnak, és azt, hogy a felmelegedés szinte végig folytonos volt, míg a többi becslés a több évtizedes felmelegedési és lehűlési időszakok közötti árnyaltabb váltakozásra utal.
- A két proxy-alapú becslés a műszeres becsléseknél kisebb változékonyságú több-évtizedes hőmérséklet-ingadozást jelez. Ez nem meglepő, tekintve, hogy ezek nem közvetlen méréseken, hanem a hőmérsékleti változékonyság közvetett becslésén alapulnak. Például, míg a gleccserek hosszát minden bizonnyal befolyásolja az olvadási időszak (azaz a nyár) helyi léghőmérséklete, ugyanakkor lényeges a téli csapadék is (vagyis hogy mennyi hó halmozódik fel a növekedési szakaszban). Roe és O’Neal (2009) megjegyzi, hogy a gleccserek elvileg érdemi klímaváltozás nélkül is előrehaladhatnak vagy visszavonulhatnak (akár kilométerekkel is), pusztán a helyi időjárás évről-évre változó volta miatt. García-Suárez et al. (2009) pedig azzal érvel, hogy az évgyűrűk a hőmérséklet mellett gyakran különféle egyéb klimatikus változók, például napsütés, csapadék, talajnedvesség stb. helyettesítői is, és többnyire a vegetációs időszak körülményeit tükrözik. Ezért nehezen lehet belőle egy tisztán „hőmérsékleti” jelet kiemelni (García-Suárez et al. 2009). Eközben Loehle (2009) megjegyzi, hogy még a „hőmérséklet-limitált régiókból” (azaz általában a magas földrajzi szélességekről vagy magashegyi helyekről) származó évgyűrűk esetén is befolyásolhatják a növekedési rátákat további tényezők, továbbá, hogy a vegetációs időszak hőmérséklete és az évgyűrű növekedése közötti kapcsolat akár nemlineáris is lehet.

Valószínű, hogy e különbségek egy része (vagy akár egésze) egy vagy több (és talán az összes) idősorban lévő nem-klimatikus torzulásokból ered. Sőt, a különbségek egy része (vagy akár egésze) egyszerűen onnan is adódhat, hogy az egyes idősorok a valóságos éghajlati változékonyság kissé eltérő aspektusait örökölték meg. Az óceánfelszín vízhőmérsékletének változékonysága például kissé eltérhet a kontinensek felszíni hőmérsékletének ingadozásától.

Akárhogy is van, elemzésünk során gondolni kell ezekre az árnyalatnyi különbségekre, mert a Nap változékonyságának hatását az északi félteke hőmérsékleti trendjeire egy viszonylag egyszerű lineáris legkisebb négyzetes illesztéssel fogjuk megbecsülni egy adott átlaghőmérsékleti idősor és a 16 napváltozékonyság-becslés mindegyike között, a 2.4. szakaszban tárgyaltaknak megfelelően. Az illesztések sikere nagyban függ a lineáris korrelációktól, amit az egyes illesztett idősorokban lévő trendváltozások bekövetkezési ideje és mértéke is befolyásol. E megfontolásból az északi félteke hőmérséklet-változékonysági becsléseit különféle kategóriákba sorolással elemezzük. Az

illesztéseket a 16 Nap-változékonysági becslés mindegyikére megismételjük, mind a felső, mind az alsó határra, ami egy bizonytalansági tartományt határoz meg számunkra.



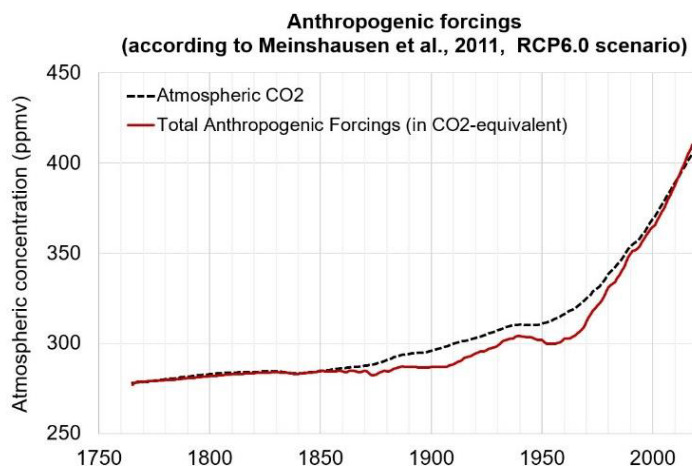
13. ábra. Az északi félteke felszíni levegőhőmérséklet-trendjeinek különböző becslései a 19. század óta. Az összehasonlítás megkönnyítése érdekében a 7-13., 17. és 18. ábrán látható x és y tengelyeket ugyanazon a skálán ábrázoljuk, kivéve a paleoklíma-becslést tartalmazó néhány ábrát.

4 Változások az „antropogén kényszerekben”

A cikk elsődleges célja, hogy rámutassunk a napváltozékonyság 19. század óta játszott szerepére az északi félteke hőmérsékleti trendjeiben. Amint azonban a Bevezetésben tárgyaltuk, az IPCC 5. értékelő jelentése szerint a globális (és félgömbi) hőmérsékleti trendek elsődleges hajtóereje legalább a 20. század közepe óta nem más, mint az „antropogén kényszer” (Bindoff et al. 2013).

Ezért össze kell hasonlítani az „antropogén kényszert” és a „szoláris kényszert” (vagyis a TSI-változások) szerepét is. Mivel azonban a TSI-nek 16 különböző becslését azonosítottuk (2.4. szakasz), valamint az északi félteke hőmérsékleti trendjeinek 5 különböző becslését (3. szakasz), ez már 80 (5×16) különböző kombinációt kínál számunkra. Ezt szem előtt tartva, az egyszerűség kedvéért azt az egyetlen idősort választottuk ki, amely az „antropogén kényszer” szempontjából reprezentatív.

Az ún. Reprezentatív Koncentráció Utak (RCP) forgatókönyvei (Meinshausen et al. 2011) szerint (amiket az IPCC 5. értékelő jelentése (IPCC 2013b) és az 5. értékelő jelentés II. melléklete használt), a 19. század óta a fő „antropogén kényszerek” a következők: (1) a légköri CO₂ koncentrációjának növekedéséből eredő felmelegedési kényszer, (2) a sztratoszféra aeroszol-koncentrációjának növekedése miatti hűtési kényszer. Ezek azonban számos más „antropogén kényszert” is magukban foglalnak, például egyéb üvegházhatású gázok (metán, dinitrogén-oxid stb.) változását. A Connolly et al. (2020)-féle tanulmányban nemrégiben hárman elvégeztük a három üvegházhatású gáz változó koncentrációi közötti kapcsolat kibontását, beleértve az RCP-forgatókönyvek összehasonlítását más forgatókönyvekkel. Az egyszerűség kedvéért ebben a cikkben minden évre úgy határozzuk meg az „antropogén kényszert”, mint az RCP-adatkészlet 1765-től 2005-ig terjedő történelmi kényszerben szereplő összes antropogén kényszer éves összegét. Az „RCP 6.0” forgatókönyv használatával meghosszabbítottuk ezt az idősort 2018-ig. A történelmi kényszerek és az RCP forgatókönyvek egyik változatában az összes antropogén kényszert átváltottuk CO₂-ekvivalens koncentrációvá. Ezért mi is ezt a „CO₂-egyenérték” idősort használjuk. Ezt az idősort a 14. ábrán folytonos piros vonal mutatja, a légköri CO₂-koncentráció egyenérték trendjeit pedig fekete szaggatott vonal. Látható, hogy a két idősor lényegében hasonló, de a „teljes antropogén kényszer” a 19. és 20. század végén is eltér a légköri CO₂-t tartalmazó idősortól. Megjegyezzük, hogy az itt mutatott Meinshausen et al. (2011)-féle „teljes antropogén kényszer”-ben az 1940-es évekre vonatkozó kis „dudor”, valamint az 1950-es évekre vonatkozó kis völgy a korábbi IPCC-jelentésekben figyelembe vett „antropogén kényszer” idősorokban nem szerepelt.



14. ábra. Az „Összes Antropogén Kényszer” (Total Anthropogenic Forcings) idősora. Piros folytonos vonallal a légköri CO₂-ekvivalens koncentráció, szaggatott fekete vonallal a légköri CO₂-koncentráció van feltüntetve (ppmv). Mindkét idősor Meinshausen et al. (2011) ún. RCP adatkészleteiből származik. 1765–2005 a „történelmi kényszer” adataiból, míg a 2006–2018-as kiterjesztés az „RCP6.0” szcenárióból származik, de hasonló eredmények találhatók a másik két forgatókönyv (RCP4.5 és RCP8.5) esetében is, amelyek az antropogén kényszer folyamatos növekedését feltételezik a 21. század során.

5 A Nap szerepének becslése az északi félteke felszíni hőmérsékletének alakulásában a 19. század óta, és még régebbre visszatekintve

Amint a cikk címe jelzi, e tanulmányban igyekszünk felmérni, hogy a Nap változékonysága mekkora szerepet játszik az északi félteke hőmérsékletének alakulásában. Ehhez azonban tudnunk kell, hogyan változott a Nap sugárzási teljesítménye (vagyis a TSI) és az északi félteke hőmérséklete. A 2.4. szakaszban a napsugárzás (TSI) tendenciáira tizenhat különféle, de ugyanarra az időszakra vonatkozó becslést gyűjtöttünk össze. Grafikusan összefoglalásuk a 2. és 3. ábrán látható. A 3. szakaszban öt különböző becslést állítottunk össze az északi félteke felszínhőmérsékletének a 19. század óta becsült (vagy még korábbi kezdetű) alakulására; grafikus összefoglalásukat a 13. ábrán mutatjuk. Összesen tehát 80 (azaz 16×5) eltérő, de kézenfekvő kombináció áll rendelkezésünkre a TSI trendjeinek és az északi félteke hőmérsékleti trendjeinek különböző becsléseiről. Eközben a 4. szakaszban a „teljes antropogén kényszer” tendenciáit egyetlen idősorban összegeztük, amely az „RCP” scenáriókban figyelembe vett különféle „antropogén kényszerek” összegéből származik (Meinshausen et al. 2011) az IPCC 5. értékelő jelentésének (IPCC 2013a) megfelelően. Mindezt grafikusan a 14. ábrán szemléltettük.

Tekintettel a kézenfekvő kombinációk nagyon széles skálájára, e kérdés megválaszolására viszonylag egyszerű statisztikai megközelítést választottunk. Nevezetesen,

1. A 80 kombináció mindegyikét a lineáris legkisebb négyzetek módszerével értékeljük a leghosszabb átfedő időtartamokra. Az északi félteke két leghosszabb hőmérsékleti idősora (azaz a gleccserekből és az évgyűrűkből származó proxy idősorok) esetében 1765-öt használjuk kiindulópontként, mivel ez jelenti az „antropogén kényszer” idősorának kezdetét.
2. A „Nap hozzájárulását” az északi félteke hőmérsékleti trendjeihez a hosszú távú hőmérsékleti trend százalékában határozzuk meg, amit lineáris legkisebb négyzetek módszerével történő illesztéssel definiálunk. Az illesztéseket elvégezzük az északi félteke mindegyik hőmérsékleti sorozatának felső és alsó határára, úgy, mint az átlagokra, és a „napsugárzás-hozzájárulás” alsó és felső határaként e két illesztés legalacsonyabb és legmagasabb értékét tekintjük.
3. Ezután kiszámítjuk a statisztikai reziduumokat a TSI illesztések hőmérsékleti idősorokból történő kivonásával (ez a hőmérsékleti adatok reziduális változékonysága).
4. Ezután kiszámítjuk (a legkisebb négyzetek módszere szerinti) lineáris illesztést e reziduumok és a „teljes antropogén kényszer” idősorok között (a 14. ábrán bemutatottak szerint).
5. Az északi félteke hőmérsékleti trendjeihez való „antropogén hozzájárulást” a hosszú távú hőmérsékleti trend százalékos arányaként határozzuk meg, a reziduumokra történő legkisebb négyzetes illesztés alapján.
6. Ezután kiértékeljük az északi félteke eredeti hőmérsékleti idősorának trendjére vonatkozó két hozzájárulás összegét. Ha az összeg kevesebb, mint 100%, akkor ez azt jelenti, hogy a Nap- és az antropogén kényszeren kívül valamilyen további komponensre is szükség van a trend megmaradó részének magyarázatához. Amint azonban látni fogjuk, az összeg gyakran meghaladja a 100% -ot. Ez azt jelentheti, hogy az egyik vagy mindkét komponenst túlbecsülük, és/vagy hiányzik egy megmagyarázhatatlan, „globális hűlést” okozó komponens, amely nem része sem a Napból, sem pedig az antropogén közreműködésből származó erőknek.

Hangsúlyozzuk, hogy a „szoláris” és az „antropogén kényszerek” relatív hozzájárulásának fenti módon történő becslése eléggé leegyszerűsített. Az elemzéshez kifejezetten azt feltételezzük, hogy közvetlen lineáris összefüggés van a bejövő TSI és az északi félteke felszínhőmérséklete között. Amint azonban a 2.5. és a 2.6. szakaszban tárgyaltuk, számos bizonyíték arra utal, hogy a naptevékenység és a Föld éghajlata közötti kapcsolat nem lineáris, hanem sokkal árnyaltabb. A közvetlen lineáris kapcsolat leegyszerűsített feltételezése nem veszi figyelembe például a következőket: bármilyen „felülről lefelé” vagy „lentől felfelé” mechanizmus (2.6.1. szakasz); óceáni pufferhatás (2.6.2. szakasz); Napból eredő regionális éghajlati hatás változásának lehetősége (2.6.3. szakasz); galaktikus kozmikus sugárzás által vezérelt erősítési mechanizmusok (2.6.4. szakasz); rövid időtávú pályaelem-változékonyság (2.6.5. szakasz). Ennek az elemzésnek nem az a célja, hogy kizárja az efféle árnyaltabb megközelítéseknek a lehetőségét a Nap-éghajlat kapcsolat

vizsgálatából. A 2.5-2.6. szakaszban áttekintett szakirodalom létrehozásában közülünk számosan közreműködtek, és ebben az irányban további kutatásokat is tervezünk folytatni. Most inkább azt szeretnénk hangsúlyozni, hogy – amint rövidesen látható lesz –, még ezzel a megközelítéssel is meglepően sokféle eredmény adódhat. Mivel a kutatók aktívan érdekeltek ezeknek a kérdéseknek a megoldásában, nyugtalanítónak találjuk, hogy az elfogadható eredmények skálája még mindig ilyen széles.

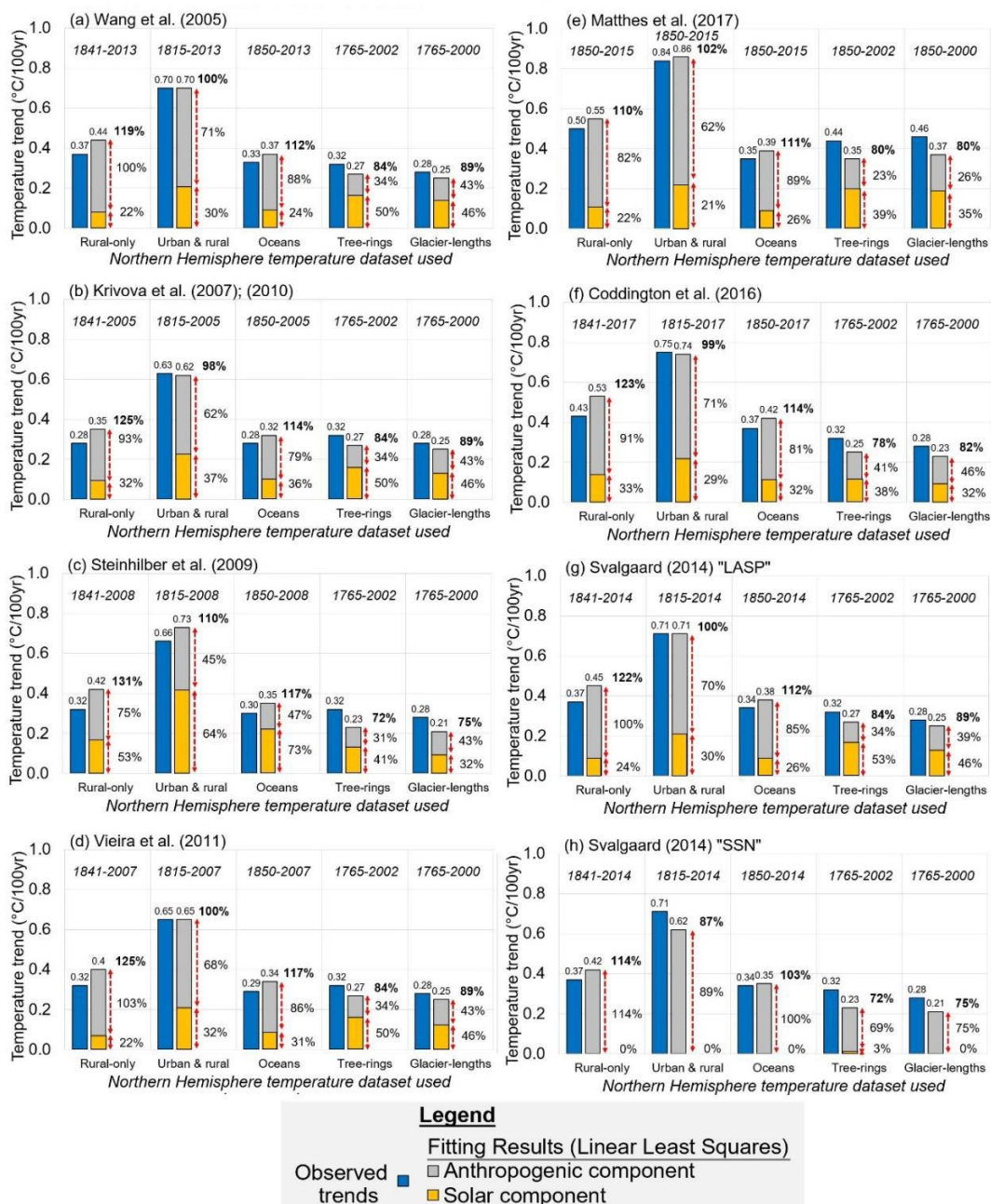
Azt is szeretnénk hangsúlyozni, hogy az antropogén kényszereknek a reziduumaikra illesztésével az adatok TSI-hez való illesztése után közvetve maximalizáljuk a napsugárzást az antropogén hozzájáruláshoz képest. Ez látható például az illesztés két különféle megközelítésének összevetésével (Soon et al. 2015, 5.1. szakasz). Vagyis nagyobb Nap-hozzájárulást találtak, amikor az adatokat először a TSI-hez illesztették, és nagyobb antropogén hozzájárulást, amikor az adatokat először az antropogén kényszerhez igazították. Ezt szem előtt tartva talán célszerű, hogy a különféle hozzájárulásokat egyidejűleg becsüljük meg, például többváltozós lineáris regressziós elemzéssel, vagy egy energiamérleg-modell révén, esetleg egy általános keringési modell alkalmazásával. Több ilyen elemzés van már mögöttünk (Soon et al. 1996, 2000b, Scafetta 2009, Harde 2017), és hasonló megközelítéseket a jövőben is tervezünk. Felhívjuk azonban arra a figyelmet, hogy különbség van az empirikus (azaz műholdas) mérésekkel kalibrált TSI becslések és az általában elméleti modellezésből számított antropogén kényszer között. Vagyis a „kényszerek” közvetlenül nem okvetlenül hasonlíthatók össze.

Mindezen figyelmeztetéseket előre bocsátva, az északi féltekéről származó öt hőmérsékleti idősor átlagára vonatkozó becslésként a 15. és 16. ábrán mutatjuk be a legjobban illeszkedő értékeket. A nyolc „kis változékonyságú” TSI becslést a 15. ábra, a nyolc „nagy változékonyságú” TSI becslést a 16. ábra mutatja. A felső és az alsó határhoz való illeszkedés részletei megtalálhatók a Kiegészítő anyagok között, a Microsoft Excel adatkészletben, néhány további részlettel együtt (pl. statisztikai illesztési módszer). Az áttekinthetőség érdekében itt a főbb megállapításokra összpontosítunk.

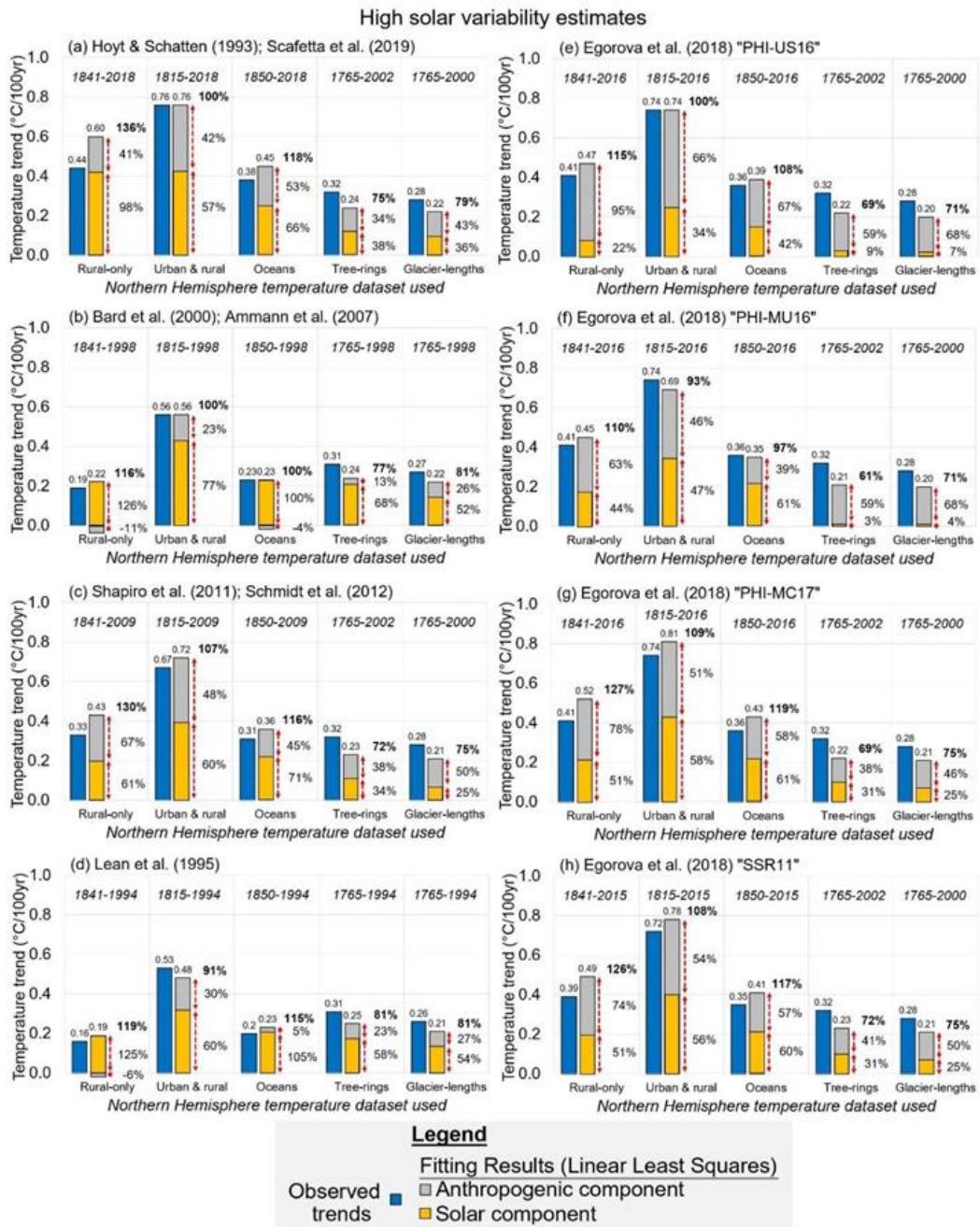
A TSI becslések mindegyike kissé eltérő időtartományra vonatkozik (ld. 1. táblázat), csakúgy, mint az északi félteke hőmérsékleti adatkészletei. Következésképpen a 80 kombinációban elemzett időtartományok is kissé eltérnek egymástól. A pontos időtartományt a megfelelő oszlopdiagramok fölé írtuk. Az adott időszak lineáris hőmérsékleti trendjét ($^{\circ}\text{C}/\text{évszázad}$ mértékegységben) minden kombináció esetében egyetlen (kék színű) sáv jelzi. Mellette egymás fölötti oszlopocskák mutatják a megfelelő lineáris legkisebb négyzetes illesztést. Az egymásra helyezett oszlopocskák magassága a kombinált „szoláris és antropogén” illesztések lineáris hőmérsékleti trendjét jelenti, ami közvetlenül összehasonlítható a megfigyelt trenddel. Bizonyos esetekben ez az érték nagyobb, mint a megfigyelt trend (azaz $>100\%$). Vagyis ez a kombinált lineáris trend túlbecsüli a megfigyelt lineáris trendet, ami arra utal, hogy az antropogén és/vagy a Nap-komponens túlértékelt. Más esetekben az érték alacsonyabb, mint a megfigyelt tendencia (azaz $<100\%$), ami arra utal, hogy a szoláris vagy antropogén kényszeren kívül más tényezők is szerepet játszhatnak.

A megfigyelt hőmérsékleti trendnek a szoláris és antropogén komponensekkel magyarázható százalékos értéke az egymás fölötti oszlopocskák jobb oldalán található. Megjegyzendő, hogy ezen százalékok összege nem mindig egyenlő a kombinált illesztés értékével. Például Matthes et al. (2017) TSI-becslésének illesztése a városi és vidéki hőmérsékleti idősorban (15(e) ábra) a megfigyelt trend 102%-át magyarázza, de külön-külön a Nap-komponens csak 21% -ot, az antropogén komponens pedig csak 62% -ot magyaráz. Másrészt a Wang et al. (2005) becslése szerint a csak vidéki idősorokhoz való kombinált illesztés a megfigyelt trend 119%-át magyarázza, ugyanakkor a szoláris és antropogén illesztések összege a megfigyelt trend 122%-át adja ki. Ezen nyilvánvaló következtetések egy része kerekítési hibáknak tudható be. Valójában azonban többnyire az az a fő ok, hogy sem az északi félteke hőmérsékleti trendjei, sem a modellezett hozzájárulások nem szigorúan lineárisak. Ezért a lineáris legkisebb négyzetes illesztések csak közelítik a megfigyelt trendeket. Figyelmeztetünk, hogy az elemzés eredményeit kifejezetten ennek szem előtt tartásával szabad kezelni. Mindazonáltal az eredmények ésszerű becslést adhatnak számunkra arról, hogy mely kombinációk jelzik a napváltozékonyság legjelentősebb és legjelentéktelenebb szerepét az északi félteke hőmérsékleti trendjeiben.

Low solar variability estimates



15. ábra. A lineáris legkisebb négyzetek módszere szerinti legjobb illeszkedések a 13. ábrán mutatott öt északi félgömbi hőmérsékleti adatkészletre, a 2. ábra nyolc „kis változékonyságú” TSI idősorával és a 14. ábra „antropogén kényszer” idősorával. Amint a szövegben szerepel, a hőmérsékleti idősorok először a TSI idősorokhoz lettek illesztve a két idősor legnagyobb átfedési időtartamára (ami legkorábban 1765-ben kezdődött). A reziduumok ezután az „antropogén kényszer” idősorokhoz lettek illesztve. A lineáris hőmérsékleti trendeket a bal oldali kék sávok ábrázolják. A kombinált „szoláris és antropogén” illesztések lineáris hőmérsékleti trendjeit a sávok mellett, de a két komponens lineáris trendjeire külön-külön tüntetjük fel. Megmutatjuk a megfigyelt lineáris trendek (a Napból eredő komponens, az antropogén komponens, a kombinált illeszkedés) százalékos arányát. Megjegyzendő, hogy az együttes illesztések százaléka gyakran eltér a 100%-tól, és hogy a két komponens összege nem mindig adja ki az együttes illeszkedést.



16. ábra. A lineáris legkisebb négyzetek módszere szerinti legjobb illeszkedések a 13. ábrán mutatott öt északi félgömbi hőmérsékleti adatkészletre, a 2. ábra nyolc „nagy változékonyságú” TSI idősorával és a 14. ábra „antropogén kényszer” idősorával. Amint a szövegben szerepel, a hőmérsékleti idősorok először a TSI idősorokhoz lettek illesztve a két idősor legnagyobb átfedési időtartamára (ami legkorábban 1765-ben kezdődött). A reziduumok ezután az „antropogén kényszer” idősorokhoz lettek illesztve. A lineáris hőmérsékleti trendeket a bal oldali kék sávok ábrázolják. A kombinált „szoláris és antropogén” illesztések lineáris hőmérsékleti trendjeit e sávok mellett, de a két komponens lineáris trendjeire külön-külön tüntetjük fel. Megmutatjuk a megfigyelt lineáris trendek (a Naptól eredő komponens, az antropogén komponens, a kombinált illeszkedés) százalékos arányát. Megjegyzendő, hogy az együttes illesztések százaléka gyakran eltér a 100%-tól, és hogy a két komponens összege nem mindig adja ki az együttes illeszkedést.

A Nap legjelentéktelenebb szerepe Svalgaard (2014) „SSN” becsléséből adódik (15(h) ábra). Eszerint a 19. század óta az északi félteke hőmérsékleti trendjeinek 0%-a (vagy legfeljebb 3%-a) magyarázható a Nap változékonyságával. Ez a TSI-becslés lényegében a „Sunspot Number” (napfoltszám) idősor átskalázott változata. Ezt jól jegyezzék meg mindazok az olvasók, akik úgy gondolják, hogy a napfoltszámok változékonysága tökéletesen korrelál a TSI-dőssorral. Ha ez lenne a helyzet, akkor a cikkünk címében feltett kérdésre a válasz egyszerűen a „semmi” lenne. De amint azt a 2. szakasz tárgyalja, úgy tűnik, hogy a napfoltzámnál sokkal több egyéb tényezőt is figyelembe kell még venni a TSI becsléséhez.

Amint a bevezetőben említettük, az ENSZ IPCC 5. értékelő jelentése (AR5) (IPCC 2013a) arra a következtetésre jutott, hogy *„rendkívül valószínű, hogy a 20. század közepe óta megfigyelt felmelegedésnek az ember a domináns oka”*. Az alábbi elemzés betekintést nyújt e feltűnően magabiztos következtetés eredetébe. Amint az 1. táblázatból látható – és amint azt Soon et al. (2015) bemutatta – a CMIP5 klímamodellező csoportok által figyelembe vett, az IPCC AR5-nek benyújtott, múltra vonatkozó TSI négy becslés a következő volt:

1. Wang et al. (2005)
2. Krivova et al. (2007), (2010)
3. Steinhilber et al. (2009)
4. Vieira et al. (2011)

Ennek a négy becslésnek az illesztési eredményeit a 15(a)–(d) ábrák mutatják be. A 17. század óta tartó hosszú távú tendenciákat az idősorok mindegyikére a 2(a)–(d) ábrához hasonlóan mutatjuk be. Steinhilber et al. (2009) idősora kivételével az összes becslés valóban azt jelzi, hogy a nem proxy alapú hőmérsékleti idősor hosszú távú tendenciáit antropogén kényszer uralja. Például Wang et al. (2005) becslése szerint a vidéki tendenciáknak csak 22%-a magyarázható napváltozékonysággal, és a lineáris trend 100%-át meg lehet magyarázni az antropogén kényszerrel, ld. 15(a) ábra.

Látható, hogy Matthes et al. (2017) új becslése (amit a CMIP6 modellező csoportok számára ajánlottak) nagyon hasonló eredményeket ad, és ha lehet, még ennél is csekélyebb napváltozékonyság-eredetet jelez, ld. 15(e). ábra. Ezért arra számíthatunk, hogy ha a CMIP6 modellező csoportok elfogadják Matthes et al. (2017) ajánlásait, akkor az IPCC 6. értékelő jelentése valószínűleg hasonló következtetésre jut, mint az 5. értékelő jelentés. Ugyanez történe Coddington et al. (2016) becslése vagy Svalgaard (2014) „LASP” becslése elfogadása esetén is (15(f), illetve (g) ábra).

Ugyanakkor a 16. ábrából láthatjuk, hogy a „nagy napváltozékonyságú” TSI-idősorok több változata sokkal nagyobb játéktérrel ad a Nap számára, mint amire az IPCC AR5 elhamarkodottan következtetett. Kiemelendő, hogy Scafetta és Willson (2014), Scafetta et al. (2019), Hoyt és Schatten (1993) és Bard et al. (2000), Ammann et al. (2007) becslése is az IPCC AR5 jelentéssel ellentétes következtetésre vezetne, vagyis arra, hogy a hosszú távú felmelegedés domináns oka a Nap változékonysága (ld. 16. (a) és (b) ábra). Hoyt és Schatten (1993) becslése szerint például a csak vidéki hőmérsékleti becslések hosszú távú trendjének (1841–2018) 98%-a magyarázható a Nap változékonyságával – lásd a 16(a) ábrát. Ez egyenértékű azzal, amit Soon et al. (2015) talált. Eközben Bard et al. (2000), Ammann et al. (2007) becslése azt sugallja, hogy a „csak vidéki” és az óceán vízhőmérsékleti idősorokban megfigyelt felmelegedési tendencia (bár ez a becslés 1998-ban ér véget) a napsugárzás változékonyságával magyarázható, és a reziduumok, ha egyáltalán léteznek, az antropogén kényszer enyhe hűtőhatására utalnak (ld. 16. b) ábra).

Idáig eljutva immár nyilvánvaló, hogy a kérdésünkre („*Mennyire befolyásolta a Nap az északi félteke hőmérsékleti trendjeit?*”) adott válasz lényegében attól függ, hogy melyik TSI becslést választjuk. Azoknak az olvasóknak, akiket e válasz nyugtalansággal tölt el, hangsúlyoznunk kell, hogy minket is, és igen meglepőnek találjuk, hogy emiatt sem az IPCC AR5 (IPCC 2013a), sem Matthes et al. (2017) – úgy tűnik – nem aggodíks.

Akad egy további aggasztó tény is. A 15(c) ábra szerint Steinhilber et al. (2009) becslése azt sugallja, hogy a hosszú távú felmelegedés jelentős százaléka a Nap változékonyságával magyarázható, például a városi és vidéki hőmérsékleti becslés 1815–2008-as trendjének akár 64%-a, az óceán-hőmérséklet 1850–2008 közötti trendjének 73%-a a napváltozékonysággal

magyarázható. Úgy tűnik, hogy ez ellentmond az IPCC AR5 következtetésének, habár ez egyike volt a CMIP5 klímamodellező csoportok által használt négy TSI-becslésnek. Az egyik részleges magyarázat az, hogy a CMIP5 modellező csoportok többsége az előzőekben említett másik három becslés egyikét használta. Szerintünk azonban nagyobb súlyt nyom a latban az a tény, hogy a Steinhilber et al. (2009)-féle becslések összeállításánál a kiindulási Nap proxy adatokban rejlő változékonyság lényegesen csillapítottabb módon jelentkezik, mint a (közvetlen mérések által jelzett) belső változékonyság.

Steinhilber et al. (2009) becslése túlnyomórészt kozmogén (kozmos sugárzás által keltett) izotóparány Nap proxy-kon alapszik, hasonlóan Bard et al. (2000) becsléséhez. Ennek a proxy sorozatnak az abszolút TSI értékekké történő átalakításához Steinhilber et al. (2009) a proxy értékekből kiindulva lineáris összefüggést alkalmazott (lásd 4. egyenletüket). Steinhilber et al. (2009) azzal érvelt, hogy méretezésük ésszerű, ugyanis elég jól hasonlít a PMOD műholdas kompozit által sugallt változékonysághoz. Amint azonban a 2.2. szakaszban tárgyaltuk, folyamatos a vita arról, hogy a rivális műhold-kompozitok közül melyik a legmegbízhatóbb. Soon (2014) kritizálta Steinhilber et al. (2009)-t, és megjegyezte, hogy valójában mindössze négy adatponton alapult, amelyek közül kettő problémás.

Mindenesetre a 2(c) ábrán látható, hogy a Steinhilber et al. (2009) idősorainak W/m^2 -ban kifejezett abszolút változékonysága nagyon kicsi a 3. ábrán szereplő „nagy napváltozékonyságú” becslésekhez képest, annak ellenére, hogy az alapul szolgáló adatok relatív változékonysága igen jelentős. Mivel a jelenlegi globális klímamodellek a napváltozékonyságnak az éghajlatra gyakorolt lehetséges hatását lényegében az abszolút TSI W/m^2 -ben kifejezett változásai révén modellezzik, nem valószínű, hogy Steinhilber et al. (2009) átskálázása után felfigyelnek a Nap szerepének jelentőségére (15(c) ábra).

A 15. és 16. ábra eredményeivel kapcsolatban észre kell venni azt is, hogy egyik illesztés sem tudta megmagyarázni a két proxy-alapú becslés hosszú távú felmelegedési trendjének 100%-át kizárólag a Napból és pusztán az embertől származó tényezők alapján. Ha a proxy-alapú becslések megbízhatóak, akkor feltehetően léteznek további olyan fontos klimatikus hatótényezők, amelyeket a jelenlegi globális klímamodellek nem vesznek figyelembe. Ez egyúttal azt is jelezheti, hogy a jelenlegi modellek alábecsülik a belső éghajlati változékonyság nagyságát (Wyatt és Curry 2014, Kravtsov et al. 2014).

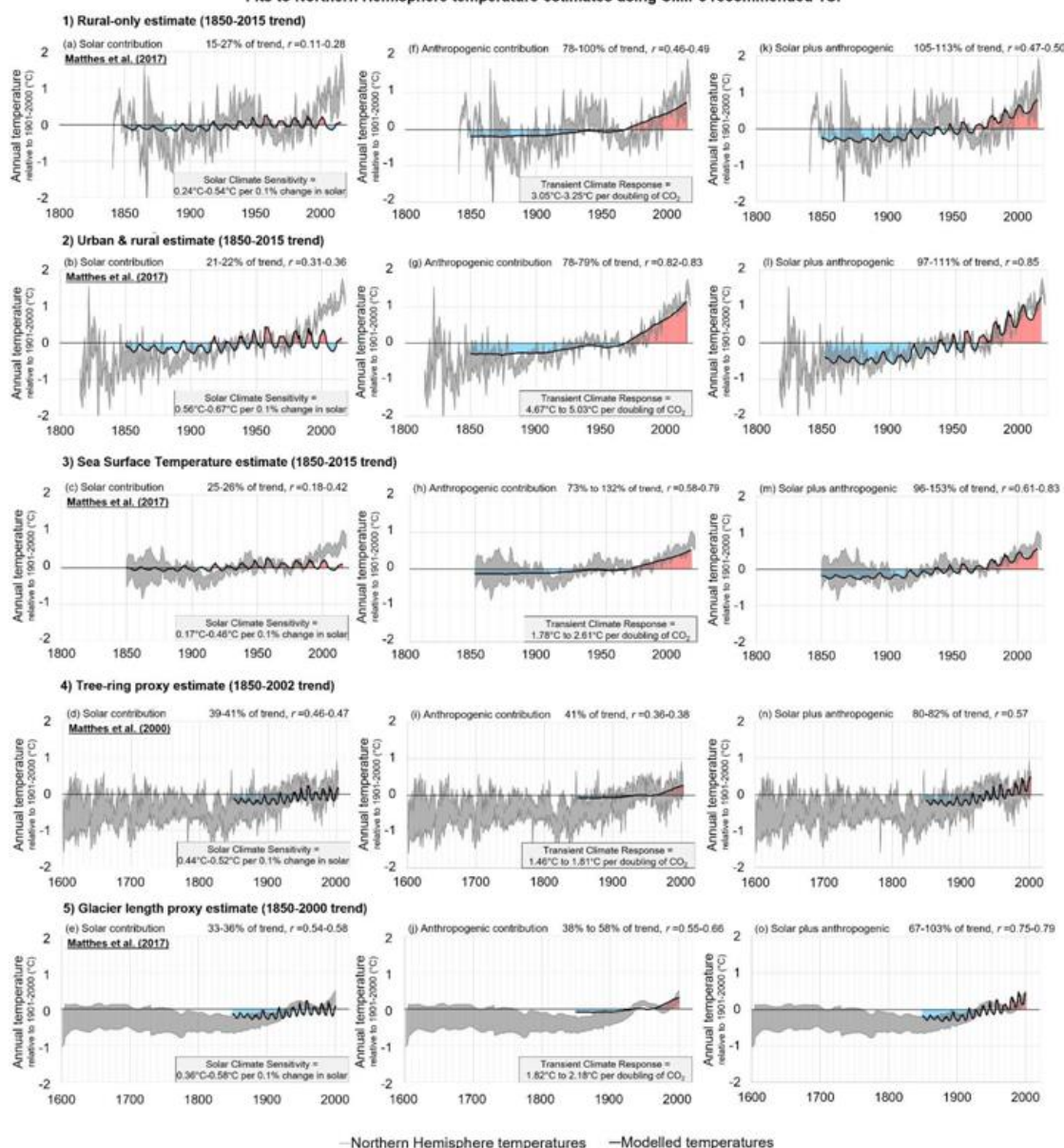
Az elemzés kétségtelen korlátja, hogy csak lineáris trendeket vet össze egymással, és mint említettük, mind a megfigyelt adatok, mind a modell-illesztések valódi több évtizedes trendjei csak durván közelíthetők lineáris trendekkel. Ezenkívül a fenti elemzés csak a szoláris és az antropogén komponenseket illesztette az északi félteke öt hőmérsékleti átlagidősor-becsléséhez. Amint azt a 3. szakasz tárgyalja, az északi félteke hőmérséklet-becsléseinek mindegyike jelentős bizonytalansággal terhelt, ezért minden becsléshez megadtuk a felső és az alsó határt – lásd a 13. ábrát.

E megfontolásból a 17. és 18. ábrán a 80 kombináció közül 10-et részletesebben elemzünk. A hőmérsékleti idősorokkal való összehasonlításban ábrázoljuk az illesztett idősorokat. Ez lehetővé teszi számunkra, hogy a TSI-nek és az északi félteke hőmérsékletbecslésének ne csak a hosszú távú lineáris trendjét vethessük össze, hanem a több évtizedes változások relatív nagyságát és időbeli lefolyását is.

A 17. ábrán bemutatjuk az öt illesztés eredményét Matthes et al. (2017) TSI adatkészletére, mivel a CMIP6 modellező csoportoktól a szimulációkhoz ezt az adatkészletet kérték figyelembe venni. Ezt fogják az IPCC készülő 6. értékelési jelentésében (AR6) felhasználni, és nemsokára (2021-2022 táján) közzé tenni. A fennmaradó tizenöt TSI adatállomány közül hat esetben Matthes et al. (2017)-hoz hasonló jellegű eredményt kaptunk:

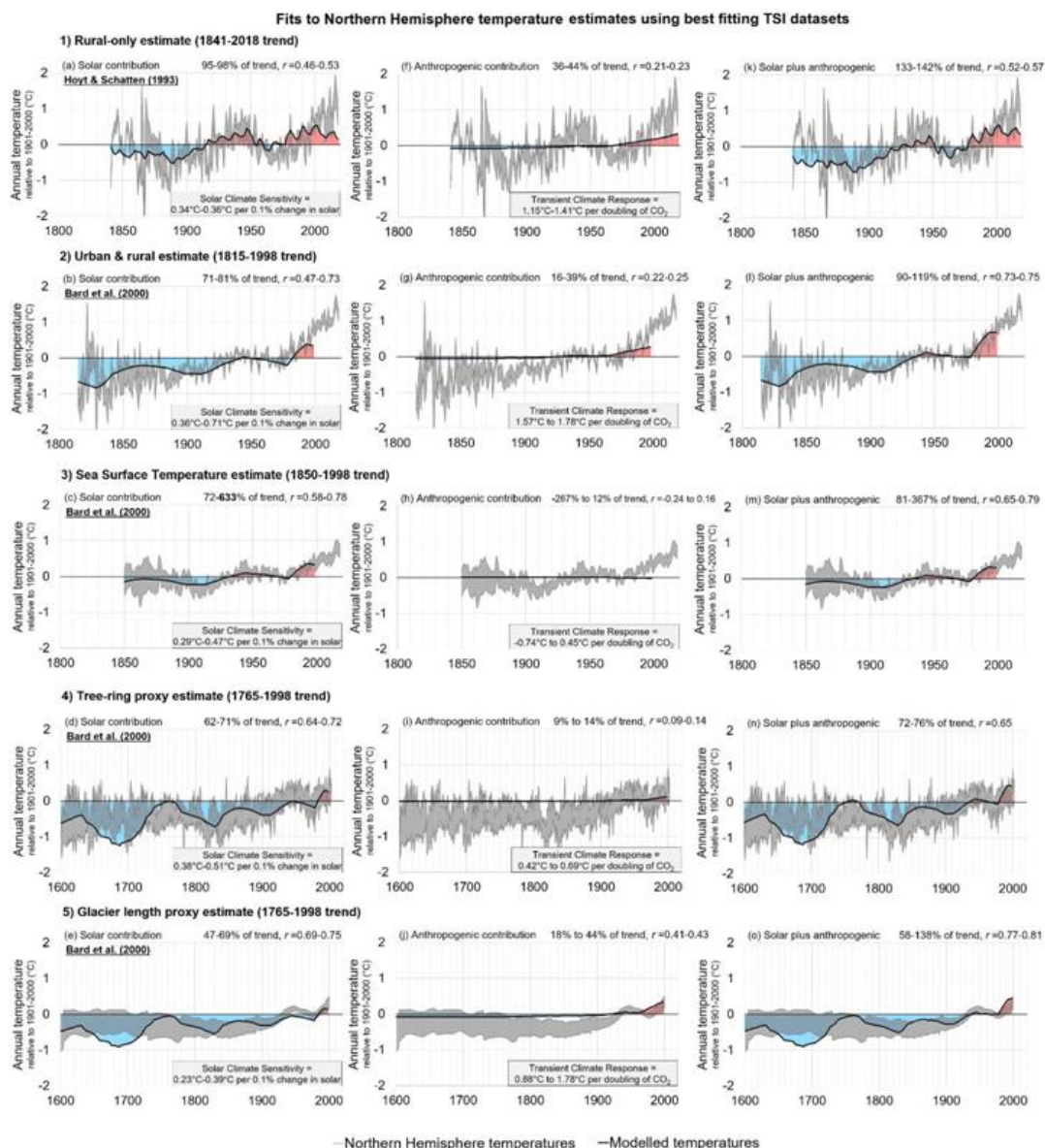
- Wang et al. (2005)
- Krivova et al. (2007, 2010)
- Vieira et al. (2011)
- Coddington et al. (2016)
- Svalgaard (2014) „LASP”
- Egorova et al. (2018) „PHI-US16”

Fits to Northern Hemisphere temperature estimates using CMIP6 recommended TSI



17. ábra. A CMIP6 modellező csoportok számára az IPCC közelgő (jelenleg 2021–22-ig esedékes) értékelő jelentéséhez javasolt teljes napsugárzás (TSI) Matthes et al. (2017)-féle becslésének illesztési eredményei öt különböző északi félteke hőmérsékleti adatkészlethez. (a)–(e) megadja a lineáris legkisebb négyzetek szerinti illesztéssel adódó lehetséges legnagyobb napsugárzási járulékok. (f)–(j) megadja az „antropogén kényszer” adatkészletnek a szoláris illesztés után megmaradt statisztikai reziduumokhoz legjobban illeszkedő eredményeit. (k)–(o) megadja a kombinált „szoláris és antropogén” illesztések eredményeit. Az összehasonlítás megkönnyítése érdekében a 7-13., 17. és 18. ábrán látható x és y tengelyeket ugyanabban a léptékben ábrázoljuk, kivéve a paleoklíma-becslésekkel kiegészített néhány ábrát.

Amint azt a előzőekben leírtuk, az első három TSI adatsor (valamint Steinhilber et al. (2009) adatkészlete) voltak az egyedüliek, amelyeket a CMIP5 modellező csoportok figyelembe vettek. Vagyis az IPCC AR5 döntően az ezekből adódó éghajlati modellekre támaszkodott. Ezért a 17. ábra eredményei nagyjából az IPCC 5. értékelő jelentésének (IPCC 2013a) állításaira is érvényesek.



18. ábra. Az öt különböző északi félgömbi hőmérsékleti adatkészlethez való illesztés eredményei a teljes napsugárzás (TSI) azon becsléseihez, amelyek 16 TSI-becslés közül a legnagyobb változékonyságot mutatják. A „csak vidéki” hőmérsékleti idősor esetében ez megfelel a Scafetta és Willson (2014), Scafetta et al. (2019), Hoyt és Schatten (1993), becsléseinek, míg a másik négy hőmérsékleti idősor esetében Bard et al. (2000), Ammann et al. (2007) becsléseinek. (a)-(e) megadja a lineáris legkisebb négyzetek szerinti illesztésből következő lehetséges legnagyobb napsugárzási hozzájárulás eredményeit. (f)-(j) megadja az „antropogén kényszer” adatkészletnek a szoláris illesztés után megmaradt statisztikai maradvány értékeihez legjobban illeszkedő eredményeit. (k)-(o) megadja a kombinált „szoláris és antropogén” illesztések eredményeit. Az összehasonlítás megkönnyítése érdekében a 7-13., 17. és 18. ábrán látható x és y tengelyeket ugyanabban a léptékben ábrázoljuk, kivéve a paleoklíma-becslésekkel kiegészített néhány ábrát.

A 18. ábrán pedig bemutatjuk azon TSI adatkészletekből származó eredményeket, amelyek a legjobb statisztikai illeszkedést adják a Nap változékonysága és az öt északi félgömbi hőmérséklet-becslés között. A „csak vidéki” hőmérsékleti idősor esetében a 18(a) ábra megfelel Hoyt és Schatten (1993) becslésének (Scafetta és Willson 2014, Scafetta et al. 2019). Ez tehát Soon és munkatársai (2015) az IPCC AR5 jelentéssel ellentétes következtetésre jutó elemzésének frissítését jelenti. Az

északi félteke másik négy hőmérsékleti becsléséhez azonban valamivel jobb statisztikai illeszkedést találtak egy másik (Bard et al. 2000, Ammann et al. 2007) TSI-adathalmazzal.

Ezért, annak a kifejezett feltételezésével, hogy a TSI és az északi félteke felszíni hőmérséklete közötti kapcsolat lineáris, a 18. ábra eredményei a Nap hozzájárulásának felső határát adják meg, legalábbis a jelenleg rendelkezésre álló adatok alapján. A 17. ábra az IPCC 5. értékelési jelentésben (IPCC 2013a) elfogadott álláspontot tükrözi, és feltehetően ez szerepel majd a 6. értékelési jelentésükben is (amennyiben újra az AR5 megközelítést alkalmazzák, azzal az eltéréssel, hogy beépítik a Matthes et al. (2017)-féle TSI becsléseket). Újra hangsúlyozzuk, amire egyébként rengeteg kutatási eredmény utal, hogy a Nap-éghajlat kapcsolatok minden valószínűség szerint nemlineárisak, amint azt a 2.5-2.6 szakaszban megtárgyaltuk. Scafetta (2009) megjegyzi, hogy a nemlineáris összefüggés elismerése már önmagában erősíti a Nap jelenkori klímaváltozásban játszott potenciális szerepét.

Az olvasók elgondolkodhatnak azon, hogy mit jelent a megfelelő „alsó határ” a teljes napsugárzásnak az északi félteke hőmérsékletben betöltött szerepében. A 15(h) ábrából láthatjuk, hogy az alsó határt Svalgaard (2014) „SSN” (napfoltszám) adatkészlete írja le, és egyszerűen 0%. A rövidség kedvéért nem ábrázoltuk a 17. vagy a 18. ábrán látható egyenértéket erre az idősorra, mivel ez meglehetősen triviális eredmény – a Svalgaard (2014)-féle „SSN” adatkészlet szerint a teljes napsugárzás (TSI) változékonysága 1700 óta (idősor kezdete óta) szinte egyáltalán nem érződik az északi félgömb hőmérsékletének alakulásában. Kérjük az érdeklődő olvasókat, hogy tanulmányozzák át mind a 80 kombináció teljes eredménykészletét, amelyeket a Kiegészítő anyagok között számszerűen, Microsoft Excel adatfájlként adtunk meg.

A 15. és 17. ábrából világossá válik, hogy az IPCC 5. értékelő jelentése miért nem mutathatta ki a Nap változékonyságának szerepét a 20. század közepe óta megfigyelt felmelegedésben. A Nap változékonyságának szerepe az északi félteke hőmérsékleti trendjeiben eleve csekélynek vagy nemlétezőnek látszik, ha a következő TSI-becslések bármelyikét alkalmazzuk: Wang et al. (2005), Krivova et al. (2007, 2010), Vieira et al. (2011), Matthes et al. (2017), Coddington et al. (2016), Svalgaard (2014) „LASP”, vagy Egorova és munkatársai „PHI-US16” változata. (2018). Amint az előzőekben már említettük, amennyiben Svalgaard (2014) „SSN” becslését használjuk (ami lényegében nem más, mint a napfoltszám (Sunspot Number, SSN) idősor átskálázott változata, akkor legalábbis a 18. század óta szinte semmilyen naphatást nem találunk.

A 16. és a 18. ábra arra is rávilágít, hogy Soon et al. (2015) miért vitatta az IPCC AR5 következtetését, és azt is, hogy Scafetta et al. miért kérdőjelezte meg a korábbi IPCC AR4 hasonló következtetését (Scafetta és West 2008a, Scafetta 2009). Ha az ACRIM rekorddal frissített (Scafetta és Willson 2014, Scafetta et al. 2019, Hoyt és Schatten 1993) adatállományt használjuk, akkor az északi félteke „csak vidéki” hőmérsékleti idősorában tapasztalt hosszú távú (1841-2018 közötti) felmelegedési tendencia 95-98%-a megmagyarázható a Nap változékonyságával. Eközben Bard et al. (2000), Ammann et al. (2007) becslésével a lehetséges legnagyobb átfedési időszakokra (azaz 1850-1998 között) meg lehet magyarázni a megfigyelt tengerfelszín-hőmérsékleti felmelegedési tendencia teljes egészét (100%-át). És magyarázatot kaphatunk a „városi és vidéki” becslésben, valamint az évgűrű proxy sorozatban tapasztalt felmelegedési tendencia nagy részére is. Bard et al. (2000) becslésével a gleccserhossz-proxy sorozat hosszú távú felmelegedési trendjének csak 47-69%-a magyarázható, de ez még mindig nagyobb, mint az „antropogén kényszer”-rel adódó 18-44% – lásd 18(e), (j) és (o) ábra.

Másképpen fogalmazva: mind Hoyt és Schatten (1993), mind Bard et al. (2000) adatkészlete azt támasztja alá, hogy a 19. század óta (és még korábbi időponttól kezdve) az északi félteke felmelegedési tendenciájának túlnyomó része (az sem lehetetlen, hogy az egésze) a Nap változékonyságának tudható be.

Néhány olvasó kifogást emelhet ezen állítás ellen, hiszen Bard et al. (2000) adatkészlete 1998-ban befejeződik, és az 1998-ig tapasztalt nagy Nap-hatás szerepe az utóbbi években csökkenhetett. Egyetértünk abban, hogy a rendelkezésre álló adatok korlátosak (bár két proxy alapú sorozat is nagyjából ugyanabban az időben végződik). Ez különösen kézenfekvő a „városi és vidéki” alapú becslés esetében, amely sokkal nagyobb felmelegedési tendenciát mutat a másik négy becsléshez képest (lásd 13. ábra), bár szerintünk a „városi és vidéki” alapú becslésben mutatkozó felmelegedés látszólagos, azaz legalább részlegesen urbanizációs torzító hatásokra vezethető vissza, ld. a 3.1-3.2.

szakaszt. Azonban ahelyett, hogy Bard et al. (2000) adatkészletét elavultság miatt elutasítanánk, inkább arra hívjuk fel a figyelmet, hogy ideje lenne felfrissíteni. Lehetséges, hogy ez meg is valósítható az idősorok kalibrálásával és az idősor valamelyik rivális műholdas kompozit alapján történő kibővítésével. Sürgetjük az efféle megközelítésen töprengő kutatókat, hogy vegyék tekintetbe a rivális műholdas csoportok közötti folyamatos vitákat (lásd a 2.2. szakaszt), és javasoljuk, hogy legalább az ACRIM és a PMOD TSI műholdas kompozitok (Scafetta et al. 2019, Fröhlich és Lean 2002) közötti összehasonlítást végezzék el. Javasoljuk továbbá a felhasznált szoláris proxy-k változékonyságának tanulmányozását, és annak megvitatását, hogy a nagy-, vagy a kis változékonyságú becslések-e a megbízhatóbbak (lásd a 2.3. szakaszt).

A fennmaradó TSI-becslések közül öt nagy változékonyságú: Shapiro et al. (2011), Schmidt et al. (2012) Lean et al. (1995), valamint Egorova és munkatársai „PHI-MU16”, „PHI-MC17” és „SSR11” változatai (2018). Amint a 2. ábra mutatja, egyedül Steinhilber et al. (2009) becslése mutat kis változékonyságot, lásd a 2. ábrát. Mindezek a becslések általánosságban és együttesen arra engednek következtetni, hogy az északi félteke hőmérsékleti trendjeiben igenis szerepet játszik a Nap. Ez köztes eredmény az IPCC AR5 „zömmel ember által okozott” következtetése (IPCC 2013a) és Soon et al. (2015) „zömmel természetes” következtetése között.

6 Következtetések és ajánlások

Az irodalom és a rendelkezésre álló adatok áttekintésével 16 különböző becslést gyűjtöttünk össze annak megítélhetősége érdekében, hogy a teljes napsugárzás (TSI) hogyan változott a 19. század óta (sőt, még korábbi időponttól kezdődően), ld. 1. táblázat, valamint 2. és 3. ábra. Bizonyos hasonlóságok ellenére eléggé különböző trendek adódnak, és ezek különböző következtetésekre vezethetnek. Úgy tűnik, hogy az IPCC 5. értékelő jelentése (AR5) úgy próbálta meg leküzdeni ezt a problémát, hogy figyelmen kívül hagyta mindazokat az adatkészleteket, amelyek feltételezésüknek ellentmondó eredményeket adnak. Aggasztó (legalábbis Matthes et al. (2017) alapján e következtetés vonható le), hogy a CMIP6 modellező csoportokat arra biztatták, hogy 1850-től napjainkig mindössze egyetlen TSI-becslést vegyenek figyelembe: Matthes et al. (2017) adatkészletét. A tudományos objektivitás szemszögéből úgy tűnik számunkra, hogy az effajta megközelítés összeférhetetlen a szakirodalomban már korábban közzétett eredményekkel, sőt az e cikkben és más, nemrégiben publikált munkákban kiemelt eredmények szempontjából sem nevezhető bölcsnek.

1. ajánlás: Felszólítjuk azokat a kutatókat, akik valóban érdeklődnek a cikk címében feltett kérdésre adandó válasz iránt, hogy vegyék figyelembe a TSI-k széles körét, és ne csak azokat, amelyek egybevágóan korábbi kutatói meggyőződésekkel és elvárásokkal. A 2. és 3. ábrán bemutatott 16 TSI-becslés, valamint az 1. ábrán szereplő 4 további becslés ismertetése megtalálható a Kiegészítő anyagokban.

Önmagában e 20 különböző becslésből is egyértelműen látszik, hogy a naptevékenységben az elmúlt évtizedek során esetlegesen végbement változások jelentősége és a mindezekből adódó bizonytalanság eléggé el lett hanyagolva.

2. ajánlás: Felhívjuk a kutatók figyelmét, hogy fordítsanak nagyobb figyelmet a rivális TSI műholdas kompozitok közötti tudományos vitára (lásd a 2.2. szakaszt), és vegyék figyelembe a versengő adathalmazokat a műholdkorszak naptevékenységi trendek értékelésekor. Sok kutató egyszerűen figyelmen kívül hagyja az ACRIM és a PMOD csoportok között zajló tudományos vitát a műholdkorszak tendenciáiról. A jelenlegi vita legutóbbi, különböző nézőpontokból történő áttekintése érdekében javasoljuk többek között Zacharias (2014), Dudok de Wit et al. (2017), valamint Scafetta et al. (2019) elolvasását/újrágondolását.

Úgy tűnik, hogy a műholdak előtti korszakból sok kutató túlságosan támaszkodik azokra a leegyszerűsített TSI proxy modellekre, amelyek a napfolt- és a napfáklya-megfigyelések között egyszerű lineáris regressziós elemzésen alapulnak, vagy más, műhold előtti korszakból származó proxy-kra, pedig több megfigyelésből kitűnik, hogy a Nap fényerősség-változása ennél sokkal összetettebb jelenség. Kiindulásként azt javasoljuk az olvasóknak, hogy olvassák el vagy olvassák el újra Hoyt és Schatten (1993), Livingston (1994), Soon et al. (2015) publikációit.

Megoldatlan probléma annak megállapítása is, hogy a valóságban hogyan alakult az északi félteke hőmérsékleti időszora. A 3. szakaszban a hőmérsékleti trendek számításának és becslésének többféle módját hasonlítottuk össze a 19. század óta (vagy még korábbra visszatekintve), ld. 2. táblázat. E becslések többsége számos közös vonással rendelkezik, például az 1900-as évek és az 1940-es évek közötti felmelegedés; lehűlés (vagy hőmérsékleti változatlanlanság) az 1950-es és 1970-es évek között; az 1980-as évektől és a 2000-es évekig tartó felmelegedés. Ugyanakkor, amint azt a 3.6. szakasz tárgyalja, fontos különbségek mutatkoznak az egyes felmelegedési és lehűlési időszakok pontos idejére és relatív nagyságára vonatkozó becslések között.

Feltűnő, hogy a jelenlegi felmelegedési időszak kizárólag a „városi és vidéki” mérőállomások együttes felhasználásával készült becslések szerint tűnik szokatlannak. Ez azt sugja számunkra, hogy az urbanizációs torzítás a jelenlegi hőmérsékleti becslések meghatározásában továbbra is jelentős problémát jelent (McKittrick és Nierenberg 2010, Soon et al. 2015, 2018, 2019b, Scafetta és Ouyang 2019, Scafetta 2021, Zhang et al. 2021). Elismerjük azonban, hogy néhány kutató ezzel a véleményünkkel nem ért egyet. Ők azt állítják, hogy a globális és félgömbi hőmérsékleti trendek szempontjából az urbanizációs torzítás jelentéktelen probléma, például Jones et al. (1990), Parker (2006), Wickham et al. (2013), valamint egy külön kutatócsoport, akik szerint miután statisztikai (általában automatizált) homogenizációs technikákat alkalmaznak az adatokra, a nem-klimatikus torzítások nagy részét (beleértve az urbanizációs torzítást is) kiküszöbölik vagy lényegesen redukálják, pl. Peterson et al. (1999), Menne és Williams (2009), Hausfather et al. (2013), Li és Yang (2019), Li et al. (2020).

3. ajánlás. Ezért arra ösztönözzük a kutatókat, hogy vizsgálják meg jobban az északi félteke hőmérsékleti trendjeinek különböző becslései közötti különbségeket. Különös óvatosságra intünk, hiszen a szakirodalomban található sok (pl. Jones et al. 1990, Parker 2006, Wickham et al. 2013, Peterson et al. 1999, Menne és Williams 2009, Hausfather et al. 2013, Li és Yang 2019, Li et al. 2020b) ellenkező állítás ellenére az urbanizációs torzítás problémája még nem oldódott meg kielégítően. Elemzésünk kifejezetten az északi féltekére korlátozódik (ugyanis a déli féltekén sokkal kevesebb adat áll rendelkezésre), de ajánlásunk a globális hőmérsékleti trendeket kutatók számára is releváns.

4. ajánlás. Ebben az áttekintésben zömmel arra az egyszerű hipotézisre összpontosítottunk, mi szerint a TSI és az északi félteke felszíni hőmérséklete között közvetlen lineáris összefüggés áll fenn. A 2.5 és 2.6 szakaszból azomban kiderül, hogy bizonyítékok sokasága ennél ennél árnyaltabb és összetettebb Nap-éghajlat összefüggést sejtet. Ezért a 2.5–2.6. szakaszban áttekintett lehetséges Nap-éghajlat viszonyok további kutatását is szorgalmazzuk.

5. ajánlás. Ebben a cikkben a közelmúlt klímaváltozásában a Nap lehetséges szerepére összpontosítottunk, és összehasonlítottuk azt az antropogén tényezők szerepével. Ezért itt nem foglalkoztunk más, nem Nap-vezérelt lehetséges természeti hatótényezőkkel, mint például az óceáni és/vagy légköri cirkuláció belső változásaival. Amint azt a 2.5-2.6. szakaszban tárgyaltuk, ezeknek a tényezőknek lehet valójában is a Naptól eredő összetevőjük, pl. (Singer és Avery 2008, Shaviv 2008, Le Mouél et al. 2019a, Mörner et al. 2020; Ruzmaikin és Feynman 2002, van Loon et al. 2012, Roy 2018, Pan et al. 2020, Christoforou és Hameed 1997, Dima és Lohmann 2009, Soon 2009, Labitzke és Kunze 2012, Meehl et al. 2009, Mazzarella és Scafetta 2018). Bátorítjuk egyúttal azokat is, akik a jelenkori klímaváltozás Naptól független természeti hatótényezőink szerepét igyekeznek kutatni (pl. Wyatt és Curry 2014, Kravtsov et al. 2014, Lindzen és Choi 2011, Spencer és Braswell 2014, Mauritsen és Stevens 2015).

Következtetés. A cikk címében feltettük a kérdést: „Mennyire befolyásolta a Nap az északi félteke hőmérsékletének alakulását?” E tanulmány ismeretében nyilvánvalónak kell lennie, hogy e kérdésre még nem született kielégítő válasz, annak ellenére, hogy nagyon sok publikáció azt állítja: a válasz már megszületett. Tekintettel e kérdésben a sok – egyaránt jogos, de eltérő – véleményre, amellet érvelünk, hogy tudományos vitakérdésekben a tudományos konszenzus kieroletetésére irányuló mai törekvések (ideértve az IPCC jelentéseit is) elhamarkodottnak bizonyultak, és ez a tudományos megismerési folyamat szempontjából egyáltalán nem mondható hasznosnak. Reméljük,

hogy a cikkben ismertetett elemzés sokakat további elemzésekre sarkall, és új eszmecserékre készítet. A vita addig is zajlik.

Köszönetnyilvánítás – A kéziratban ismertetett fő elemzést és az első vázlatot az első három szerző (RC, WS és MC) végezte el. Az összes többi társszerző ábécé sorrendben szerepel. Amint azt a Bevezetőben kifejtettük: az áttekintő tanulmányban alkalmazott megközelítésünk kifejezetten elismeri a sokféle, egymással egyet nem értő tudományos nézőpont jogosságát a megvizsgált kérdések nagy részében. Következésképpen a társszerzők nem jutottak kölcsönös konszenzusra minden kérdésben. Ehelyett arra törekedtünk, hogy a versengő tudományos nézeteket a lehető legtisztességesebben és nyitottan mutassunk be. Ezt szem előtt tartva, minden társszerző jóváhagyta a szöveget, annak ellenére, hogy a legtöbbünknek határozott véleménye van számos vitakérdésről, és ezek a vélemények társszerzőnként eltérők.

A 3(a) ábrán szereplő frissített Hoyt és Schatten (1993) idősorok NS-től származnak. Az 5. ábra összeállításához használt hiányzó napi értékek interpolációját VMVH végezte el. Köszönjük az e cikkben felhasznált adatkészletek szolgáltatóinak, hogy lehetővé tették a hozzáférést idősorukhoz, akár nyilvános archiválással, akár személyes kommunikáció révén. Köszönjük Dr. Tatiana Egorovának, hogy megadta a négy Egorova et al. (2018) idősort (3e-h ábra). Köszönetet mondunk Prof. Vincent Courtillot-nak, Dr. Ricky Egeland-nak, Prof. Demetris Koutsoyiannisnak, Dr. Frank Stefaninak, Prof. Henrik Svensmarknak és HongRui Wang professzornak a legelső tervezetekkel kapcsolatos hasznos megjegyzéseikért és visszajelzéseikért. RC és WS a tanulmány elkészítéséhez szükséges kutatásokra a Környezetkutatási és Földtudományi Központtól (CERES) pénzügyi támogatást kapott. A CERES célja a nyitott és független tudományos kutatás elősegítése. Ezért a CERES adományozótól szigorúan meg kell követelni, hogy ne kíséreljék meg befolyásolni sem a CERES kutatási irányait, sem a megállapításait. A CERES támogatása iránt érdeklődő olvasók a <https://ceres-science.com/> oldalon találhatnak erre vonatkozó részleteket. GWH köszönetet mond a NASA-nak, az NSF-nek, a Tennessee Állami Egyetemnek, és Tennessee Állam kiválósági központ programjainak a hosszú távú támogatásáért.

Köszönetnyilvánítás a magyar nyelvű változathoz – A társszerzők köszönetüket fejezik ki a Research in Astronomy and Astrophysics folyóirat szerkesztőségének a magyar nyelvű változat engedélyezéséért, az ELKH Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézetnek, valamint a kutatóintézet Geomatikai Közlemények c. folyóirata szerkesztőségének a befogadásért. A magyar nyelvű összefoglaló tanulmány a Geomatikai Közlemények jelmondatának („Minden nemzet a maga nyelvén lett tudós, de idegenen sohasem” – Bessenyei György, 1778) szellemében készült. További információ: szarka.laszlo@epss.hu

Kiegészítő anyagok (Supplementary materials):

<http://www.raa-journal.org/docs/Supp/ms4906Supplementary Materials.xlsx>

Hivatkozások

Az eredeti cikk:

Connolly R, Soon W, Connolly M et al. (2021): How much has the Sun influenced Northern Hemisphere temperature trends? An ongoing debate. *Research in Astronomy and Astrophysics*, 21, 6, 131 (68 pp). DOI: 10.1088/16744527/21/6/131, <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/16744527/21/6/131>

Ångström K (1901): *Mon. Wea. Rev.*, 29, 268.

Abbot CG (1911): *Proceedings of the American Philosophical Society*, 50, 235.

Abreu JA, Albert C, Beer J, et al. (2014) *Sol. Phys.*, 289, 2343. Abreu JA, Beer J, Ferriz-Mas A, McCracken KG, Steinhilber F (2012): *A&A*, 548, A88.

Agee EM, Kiefer K, Cornett E (2012): *Journal of Climate*, 25, 1057.

Ammann CM, Joos F, Schimel DS, Otto-Bliesner BL, Tomas RA (2007): *Proceedings of the National Academy of Science*, 104, 3713.

Armstrong JD (2004): *Structure and Energy Transport of the Solar Convection Zone*, PhD thesis, The University of Hawaii.

- Arrhenius PS (1896): The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science, 41, 237.
- Artamonova I, Veretenenko S (2014): Advances in Space Research, 54, 2491.
- Ashkenazy Y, Tziperman E (2004): Quaternary Science Reviews, 23, 1879.
- Bacon F (1605): On The Dignity and Advancement of Learning, eds. Devey and Joseph (Publisher: P. F. Collier and Son).
- Baliunas S, Frick P, Sokoloff D, Soon W (1997): Geophys. Res. Lett., 24, 1351.
- Baliunas S, Jastrow R (1990): Nature, 348, 520.
- Baliunas SL, Donahue RA, Soon WH et al. (1995): ApJ, 438, 269.
- Bard E, Delaygue G (2008): Earth and Planetary Science Letters, 265, 302.
- Bard E, Frank M (2006): Earth and Planetary Science Letters, 248, 1.
- Bard E, Raisbeck G, Yiou F, Jouzel J (2000): Tellus Series B Chemical and Physical Meteorology B, 52, 985.
- Basri G, Walkowicz LM, Reiniers A (2013): ApJ, 769, 37.
- Bateman I, Kahneman D, Munro A, Starmer C, Sugden R (2005): Journal of Public Economics, 89, 1561.
- Beck S, Borie M, Chilvers J et al. (2014): GAIA - Ecological Perspectives for Science and Society, 23, 80.
- Beer J, Mende W, Stellmacher R (2000): Quaternary Science Reviews, 19, 403.
- Beer J, Tobias SM és Weiss NO (2018): MNRAS, 473, 1596.
- Benestad RE (2005): Geophys. Res. Lett., 32, L15714.
- Benestad RE, Schmidt GA (2009): Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 114, D14101.
- BenMoussa A, Gissot S, Schühle U et al. (2013): Sol. Phys., 288, 389-434.
- Berger A, Loutre MF, Yin Q (2010): Quaternary Science Reviews, 29, 1968.
- Bindoff NL, Stott PA, AchutaRao K et al. (2013): in Climate Change (2013)- The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.).
- Blanter E, Le Mouél JL, Shnirman M, Courtillot V (2012): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 80, 195.
- Bolshakov VA, Kapitsa AP, Rees WG (2012): Polar Record, 48, 201.
- Bond G, Kromer B, Beer J et al. (2001): Science, 294, 2130.
- Briffa KR (2000): Quaternary Science Reviews, 19, 87.
- Broecker WS (1992): Nature, 359, 779.
- Butler CJ (1994): Sol. Phys., 152, 35.
- Callendar GS (1938): Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 64, 223.
- Callendar GS (1961): Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 87, 1.
- Čalogović J, Albert C, Arnold F et al. (2010): Geophys. Res. Lett., 37, L03802.
- Cameron RH, Schüssler M (2013): A&A, 557, A83.
- Cameron RH, Schüssler M (2019): A&A, 625, A28.
- Camp CD, Tung KK (2007a): Geophys. Res. Lett., 34, L14703.
- Camp CD, Tung KK (2007b): Journal of Atmospheric Sciences, 64, 1267.
- Carslaw KS, Harrison RG, Kirkby J (2002): Science, 298, 1732.
- Cauquoin A, Raisbeck GM, Jouzel J, Bard E (2014): A&A, 561, A132.
- Christoforou P, Hameed S (1997): Geophys. Res. Lett., 24, 293.
- Cionco RG, Pavlov DA (2018): A&A, 615, A153.
- Cionco RG, Soon W (2015): New Astron., 34, 164.
- Cionco RG, Soon WWH (2017): Earth Science Reviews, 166, 206.
- Cionco RG, Soon WWH, Quaranta NE (2020): Advances in Space Research, 66, 720.
- Cionco RG, Valentini JE, Quaranta NE, Soon WWH (2018): New Astron., 58, 96.
- Clette F, Lefèvre L (2016): Sol. Phys., 291, 2629.
- Clette F, Svalgaard L, Vaquero JM, Cliver EW (2014): Space Sci. Rev., 186, 35.
- Cliver EW, Boriakoff V, Feynman J (1998): Geophys. Res. Lett., 25, 1035.
- Coddington O, Lean JL, Pilewski P, Snow M, Lindholm D (2016): Bulletin of the American Meteorological Society, 97, 1265.
- Connolly R, Connolly M (2014a): Open Peer Review Journal, 28 (Clim. Sci.), ver. 0.2 (<http://oprj.net/articles/climate-science/28>).
- Connolly R, Connolly M (2014b): Open Peer Review Journal, 31 (Clim. Sci.), ver. 0.1 (<http://oprj.net/articles/climate-science/31>).
- Connolly R, Connolly M (2014c): Open Peer Review Journal, 34 (Clim. Sci.), ver. 0.1 (<http://oprj.net/articles/climate-science/34>).
- Connolly R, Connolly M, Carter RM, Soon W (2020): Energies, 13, 1365, number: 6 Publisher: Multidisciplinary Digital Publishing Institute.
- Connolly R, Connolly M, Soon W (2017): Hydrological Sciences Journal, 62, 1317.
- Coplen TB (2016): Science, 354, 296.
- Coughlin AD S, Butler CJ (1998): Irish Astronomical Journal, 25, 125.
- Courtillot V, Gallet Y, Le Mouél JL, Fluteau F, Genevey A (2007): Earth and Planetary Science Letters, 253, 328.
- Courtillot V, Gallet Y, Le Mouél JL, Fluteau F, Genevey A (2008): Earth and Planetary Science Letters, 265, 308.
- Courtillot V, Le Mouél JL, Blanter E, Shnirman M (2010): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 72, 83.
- Courtillot V, Mouél JL, Kossobokov V, Gibert D, Lopes F (2013): Atmospheric and Climate Sciences, 3, 364.
- Cowtan K, Rohde R, Hausfather Z (2018): Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 144, 670.
- Cowtan K, Way RG (2014): Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 140, 1935.
- Crowley TJ (2000): Science, 289, 270.

- Cubasch U, Voss R, Hegerl GC, Waszkewitz J, Crowley TJ (1997): *Climate Dynamics*, 13, 757.
- Curry JA, Webster PJ (2011): *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92, 1667.
- Cvijanovic I, Lukovic J, Begg JD (2020): *Nature Geoscience*, 13, 524
- Damon PE, Laut P (2004): *EOS Transactions*, 85, 370.
- D'Arrigo R, Wilson R, Jacoby G (2006): *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111, D03103.
- Davis BAS, Brewer S (2009): *Climate Dynamics*, 32, 143.
- Davis BAS, Brewer S (2011): *Quaternary Science Reviews*, 30, 1861.
- Davis LLB, Thompson DWJ, Kennedy JJ, Kent EC (2019): *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100, 621.
- de Jager C, Duhau S, van Geel B (2010): *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 72, 926.
- Demetrescu C, Dobrica V (2014): *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 231, 39.
- Dewitte S, Nevens S (2016): *ApJ*, 830, 25.
- Dicke RH (1978): *Nature*, 276, 676.
- Dickinson RE (1975): *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56, 1240.
- Dima M, Lohmann G (2009): *Climate Dynamics*, 32, 301.
- Dima M, Voiculescu M (2016): *Climate Dynamics*, 47, 667.
- Dines WH (1919): *Monthly Weather Review*, 47, 644.
- Dobrica V, Demetrescu C, Boroneant C, Maris G (2009): *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71, 1727.
- Dobrica V, Demetrescu C, Maris G (2010): *Annals of Geophysics*, 53, 39.
- Dobrica V, Pirloaga R, Stefan C, Demetrescu C (2018): *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 180, 137.
- Douglass DH, Clader BD (2002): *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1786.
- Dragić A, Aničin I, Banjanac R et al. (2011): *Astrophysics and Space Sciences Transactions*, 7, 315.
- Dudok de Wit T, Kopp G, Fröhlich C, Schöll M (2017): *Geophys. Res. Lett.*, 44, 1196.
- Duhau S, de Jager C (2012): in *Geodesy for Planet Earth*, eds. S. Kenyon, M. C. Pacino, and U. Marti, International Association of Geodesy Symposia (Berlin, Heidelberg: Springer), 507.
- Duhau S, Martínez EA (1995): *Geophys. Res. Lett.*, 22, 3283.
- Eddy JA (1977): *Climatic Change*, 1, 173.
- Eddy JA, Gilliland RL, Hoyt DV (1982): *Nature*, 300, 689.
- Egeland R, Soon W, Baliunas S et al. (2017): *ApJ*, 835, 25.
- Egorova T, Schmutz W, Rozanov E et al. (2018): *A&A*, 615, A85.
- Ehrlich R (2007): *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 69, 759.
- Ellis R, Palmer M (2016): *Geoscience Frontiers*, 7, 891.
- Enghoff MB, Pedersen JOP, Uggerhøj UL, Paling SM, Svensmark H (2011): *Geophys. Res. Lett.*, 38, L09805.
- Esper J, Cook ER, Schweingruber Fritz H (2002): *Science*, 295, 2250.
- Esper J, George SS, Anchukaitis K et al. (2018): *Dendrochronologia*, 50, 81.
- Evan AT, Heidinger AK, Vimont DJ (2007): *Geophys. Res. Lett.*, 34, L04701.
- Fang W, Wang H, Li H, Wang Y (2014): *Sol. Phys.*, 289, 4711.
- Fedorov VM (2019a): *Physics Uspekhi*, 62, 32.
- Fedorov VM (2019b): *Izv. Atmos. Ocean. Phys.*, 55, 1572.
- Fedorov VM, Kostin AA (2020): in *Processes in GeoMedia- Volume I*, Springer Geology (Cham: Springer International Publishing), 181.
- Feynman J, Ruzmaikin A (2011): *Sol. Phys.*, 272, 351.
- Fontenla JM, Landi E (2018): *ApJ*, 861, 120.
- Foukal P (1993): *Sol. Phys.*, 148, 219.
- Foukal P (1998a): *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2909.
- Foukal P (1998b): *ApJ*, 500, 958.
- Foukal P (2012): *Sol. Phys.*, 279, 365.
- Foukal P (2015): *ApJ*, 815, 9.
- Foukal P, Bertello L, Livingston W C et al. (2009): *Sol. Phys.*, 255, 229.
- Foukal P, Fröhlich C, Spruit H, Wigley TML (2006): *Nature*, 443, 161.
- Foukal P, Lean J (1990): *Science*, 247, 556.
- Foukal PV, Mack PE, Vernazza JE (1977): *ApJ*, 215, 952.
- Frame TH A, Gray LJ (2010): *Journal of Climate*, 23, 2213.
- Friis-Christensen E, Lassen K (1991): *Science*, 254, 698.
- Fröhlich C (2009): *A&A*, 501, L27.
- Fröhlich C (2012): *Surveys in Geophysics*, 33, 453.
- Fröhlich C, Lean J (2002): *Astronomische Nachrichten*, 323, 203.
- Fröhlich C, Crommelynck DA, Wehrli C et al. (1997): *Sol. Phys.*, 175, 267.
- García-Suárez AM, Butler CJ, Baillie MGL (2009): *Dendrochronologia*, 27, 183.
- Geoffroy O, Saint-Martin D, Olivié DJL et al. (2013): *Journal of Climate*, 26, 1841.
- Gil-Alana LA, Yaya OS, Shittu OI (2014): *Physica A Statistical Mechanics and its Applications*, 396, 42.
- Gleisner H, Thejll P (2003): *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1711.
- Gordon H, Kirkby J, Baltensperger U et al. (2017): *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 122, 8739.
- Gray LJ, Beer J, Geller M et al. (2010): *Reviews of Geophysics*, 48, RG4001.

- Gueymard CA (2018): Solar Energy, 168, 2.
- Haigh JD (1994): Nature, 370, 544.
- Haigh JD (2003): Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A, 361, 95.
- Haigh JD, Blackburn M (2006): Space Sci. Rev., 125, 331.
- Hall JC, Henry GW, Lockwood GW, Skiff B A, Saar S H (2009): AJ, 138, 312.
- Hall JC, Lockwood GW (2004): ApJ, 614, 942.
- Hansen J, Ruedy R, Sato M, Lo K (2010): Reviews of Geophysics, 48, RG4004.
- Harde H (2014): Open J. Atm. Clim. Change, 1, 1.
- Harde H (2017): International Journal of Atmospheric Sciences, 2017, 9251034.
- Harder JW, Fontenla JM, Pilewskie P, Richard EC, Woods TN (2009): Geophys. Res. Lett., 36, L07801.
- Harrison RG, Nicoll KA, McWilliams KA (2013): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 98, 22.
- Harrison RG, Stephenson DB (2006): Proceedings of the Royal Society of London Series A, 462, 1221.
- Hausfather Z, Menne MJ, Williams CN et al. (2013): Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 118, 481.
- Hawkins E, Jones PD (2013): Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 139, 1961.
- Hays JD, Imbrie J, Shackleton NJ (1976): Science, 194, 1121.
- Hegerl GC, Crowley TJ, Allen M, Hyde WT, Pollack HN, Smerdon J, Zorita E (2007): Detection of Human Influence on a New, Validated 1500-Year Temperature Reconstruction J. Climate 20 650–666.
- Held IM, Winton M, Takahashi K et al. (2010): Journal of Climate, 23, 2418.
- Hirahara S, Ishii M, Fukuda Y (2014): Journal of Climate, 27, 57.
- Holm S (2018): Advances in Space Research, 62, 326.
- Hood LL (2003): Geophys. Res. Lett., 30, 2215.
- Hood LL (2016): Geophys. Res. Lett., 43, 4066.
- Hood LL, Soukharev BE (2012): Journal of Atmospheric Sciences, 69, 1841.
- Hoppe I, Rödder S (2019): JCOM, 18, A04.
- Houghton JT, Ding Y, Griggs DJ et al., eds. (2001): Climate Change 2001: The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Cambridge: New York: Cambridge Univ. Press).
- Hoyng P (1996): Sol Phys 169 253–64.
- Hoyt DV (1979a): Reviews of Geophysics and Space Physics, 17, 427.
- Hoyt DV (1979b): Climatic Change, 2, 79.
- Hoyt DV, Kyle HL, Hickey JR, Maschhoff RH (1992): The Nimbus 7 solar total irradiance: A new algorithm for its derivation Journal of Geophysical Research: Space Physics 97 51–63.
- Hoyt DV, Schatten KH (1993): J. Geophys. Res., 98, 18895.
- Hoyt DV, Schatten KH (1997): The Role of the Sun in Climate Change.
- Hoyt DV, Schatten KH (1998): Sol. Phys 181 491.
- Huang B, Banzon VF, Freeman E et al. (2015): Journal of Climate, 28, 911.
- Huang B, Thorne PW, Banzon VF et al. (2017): Journal of Climate, 30, 8179.
- Huang C, Rao Z, Li Y et al. (2020): Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 556, 109880.
- Hulme M (2013): in Future directions for scientific advice in Whitehall, ed. R. Doubleday and J. Wilsdon (Alliance for Useful Evidence and Cambridge Centre for Science and Policy), 142.
- Humlum O, Solheim JE, Stordahl K (2011): Global and Planetary Change, 79, 145.
- Hung CC (2007): Apparent Relations Between Solar Activity and Solar Tides Caused by the Planets, Tech. Rep. NASA/TM- 2007-214817, NTRS - NASA Technical Reports, NASA/TM- 2007-214817, 34.
- Huybers P, Denton G (2008): Nature Geoscience, 1, 787.
- Huybers P, Wunsch C (2005): Nature, 434, 491.
- Imbrie J (1982): Icarus, 50, 408.
- Imbrie J, Mix A C, Martinson DG (1993): Nature, 363, 531.
- Imbrie J, Boyle EA, Clemens SC et al. (1992): Paleoceanography, 7, 701.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2007): Climate Change 2007 - The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC (Cambridge; New York: Cambridge Univ. Press).
- IPCC (2013a): Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, eds. Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner et al. (Cambridge Univ. Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA), 1535.
- IPCC (2013b): Summary for Policymakers, In Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, eds. Stocker, T. F., D. Qin, G.- K. Plattner et al. (Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA).
- Jiang H, Muscheler R, Björck S et al. (2015): Geology, 43, 203.
- Johnson FS (1954): J. Meteor., 11, 431.
- Jokinen T, Sipilä M, Kontkanen J et al. (2018): Science Advances, 4, eaat9744.
- Jones GS, Stott PA, Christidis N (2013): Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 118, 4001.
- Jones P (2016): Advances in Atmospheric Sciences, 33, 269.
- Jones PD, Groisman PY, Coughlan M et al. (1990): Nature, 347, 169.
- Jones PD, Lister DH, Osborn TJ et al. (2012): Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 117, D05127.
- Jones PD, Osborn TJ, Briffa KJ (1997): Journal of Climate, 10, 2548.
- Jørgensen TS, Hansen AW (2000): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 62, 73.
- Judge PG, Egeland R, Henry GW (2020): ApJ, 891, 96.

- Judge PG, Lockwood GW, Radick RR et al. (2012): A&A, 544, A88.
- Judge PG, Saar SH (2007): ApJ, 663, 643.
- Kahneman D, Klein G (2009): Am Psychol, 64, 515.
- Karl TR, Williams CN, Young PJ, Wendland WM (1986): Journal of Applied Meteorology, 25, 145.
- Karner DB, Muller RA (2000): Science, 288, 2143.
- Kawamura K, Parrenin F, Liseicki L et al. (2007): Nature, 448, 912.
- Kennedy JJ (2014): Reviews of Geophysics, 52, 1.
- Kennedy JJ, Rayner NA, Atkinson CP, Killick RE (2019): Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 124, 7719.
- Kennedy JJ, Rayner NA, Smith RO, Parker DE, Saunby M (2011a): Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 116, D14103.
- Kennedy JJ, Rayner NA, Smith RO, Parker DE, Saunby M (2011b): Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 116, D14104.
- Kent EC, Rayner NA, Berry DI et al. (2013): Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 118, 1281.
- Kent EC, Kennedy JJ, Smith TM et al. (2017): Bulletin of the American Meteorological Society, 98, 1601.
- Kernthaler SC, Touni R, Haigh JD (1999): Geophys. Res. Lett., 26, 863.
- Kerr RA (2001): Science, 294, 1431.
- Kilifarska A (2015): Journal of Atmospheric and Solar- Terrestrial Physics, 136, 216.
- Kirkby J (2007): Surveys in Geophysics, 28, 333.
- Kirkby J, Mangini A, Muller RA (2004): arXiv e-prints, physics/0407005.
- Kirkby J, Curtius J, Almeida J et al. (2011): Nature, 476, 429.
- Kodera K, Kuroda Y (2002): Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 107, 4749.
- Kopp G (2016): Journal of Space Weather and Space Climate, 6, A30.
- Kopp G, Krivova N, Wu CJ, Lean J (2016): Sol. Phys., 291, 2951.
- Kossobokov V, Le Mouél JL, Courtillot V (2010): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 72, 595.
- Kosters JK, Murcray DG (1979): Geophys. Res. Lett., 6, 382.
- Kravtsov S, Wyatt MG, Curry JA, Tsonis AA (2014): Geophys. Res. Lett., 41, 6881.
- Kristjánsson JE, Kristiansen J, Kaas E (2004): Advances in Space Research, 34, 407.
- Krivova NA, Balmaceda L, Solanki SK (2007): A&A, 467, 335.
- Krivova NA, Vieira LEA, Solanki SK (2010): Journal of Geophysical Research (Space Physics), 115, A12112.
- Kuhn JR (2004): Advances in Space Research, 34, 302.
- Kuhn JR, Bush RI, Scherrer P, Scheick X (1998): Nature, 392, 155.
- Kuhn JR, Libbrecht KG (1991): ApJL, 381, L35.
- Kuhn JR, Libbrecht KG, Dicke RH (1988): Science, 242, 908.
- Kuhn JR, Lin H, Coulter R (1999): Advances in Space Research, 24, 185.
- Kulmala M, Riiipinen I, Nieminen T et al. (2010): Atmospheric Chemistry and Physics, 10, 1885.
- Labitzke K (2005): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 67, 45.
- Labitzke K, Kunze M (2012): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 75, 141.
- Labitzke K, van Loon H (1988): Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, 50, 197.
- Laken BA, Pallé E, Čalogović J, Dunne EM (2012): Journal of Space Weather and Space Climate, 2, A18.
- Laken B, Wolfendale A, Kniveton D (2009): Geophys. Res. Lett., 36, L23803.
- Lam MM, Tinsley BA (2016): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 149, 277.
- Lanci L, Galeotti S, Grimaldi C, Huber M (2020): Global and Planetary Change, 185, 103095.
- Langley S P (1904): ApJ, 19, 305.
- Lansner F, Pepke Pedersen JO (2018): Energy and Environment, 29, 613.
- Lassen K, Friis-Christensen E (1995): Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, 57, 835.
- Laurenz L, Lüdecke HJ, Lüning S (2019): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 185, 29.
- Laut P (2003): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 65, 801.
- Lawrimore JH, Menne MJ, Gleason BE et al. (2011): Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 116, D19121.
- Le Mouél JL, Blanter E, Courtillot V et al. (2011): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 73, 2042.
- Le Mouél JL, Blanter E, Shnirman M, Courtillot V (2009): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 71, 1309.
- Le Mouél JL, Courtillot V, Blanter E, Shnirman M (2008): Comptes Rendus Geoscience, 340, 421.
- Le Mouél JL, Kossobokov V, Courtillot V (2010): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 72, 62.
- Le Mouél JL, Lopes F, Courtillot V (2017): Sol. Phys., 292, 43.
- Le Mouél JL, Lopes F, Courtillot V (2019a): Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 124, 2600.
- Le Mouél JL, Lopes F, Courtillot V (2019c): Journal of Geophysical Research (Space Physics), 124, 6403.
- Le Mouél JL, Lopes F, Courtillot V (2020a): Earth and Space Science, 7, e00671.
- Le Mouél JL, Lopes F, Courtillot V (2020b): MNRAS, 492, 1416.
- Le Mouél JL, Lopes F, Courtillot V, Gibert D (2019b): Physics of the Earth and Planetary Interiors, 292, 1.
- Lean J (2000): Geophys. Res. Lett., 27, 2425.
- Lean J, Beer J, Bradley R (1995): Geophys. Res. Lett., 22, 3195.
- Lean JL, Foukal P (1988): Science, 240, 906.
- Lean JL (2017): Oxford Research Encyclopedia of Climate Science, <https://oxfordre.com/view/10.1093/acrefore/9780190228620.001.0001/acrefore-9780190228620-e-9>.
- Lean JL (2018): Earth and Space Science, 5, 133.
- Lean JL, Cook J, Marquette W, Johannesson A (1998): ApJ, 492, 390.

- Lean JL, DeLand MT (2012): *Journal of Climate*, 25, 2555.
- Lean JL, Rind DH (2008): *Geophys. Res. Lett.*, 35, L18701.
- Lean JL, Rottman GJ, Kyle HL et al. (1997): *J. Geophys. Res.*, 102, 29939.
- Lean J, Skumanich A, White O (1992): *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1591.
- Leclercq PW, Oerlemans J (2012): *Climate Dynamics*, 38, 1065.
- Legras B, Mestre O, Bard E, Yiou P (2010): *Climate of the Past*, 6, 745.
- Lenssen NJL, Schmidt GA, Hansen JE et al. (2019): *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 124, 6307.
- Li KJ, Feng W, Xu JC et al. (2012): *ApJ*, 747, 135.
- Li KJ, Xu JC, Xiang NB, Feng W (2016): *Advances in Space Research*, 57, 408.
- Li KJ, Xu JC, Yin ZQ et al. (2020a): *PASA*, 37, e001.
- Li Q, Dong, W, Jones P (2020b): *Earth Science Reviews*, 200, 102998.
- Li Q, Yang Y (2019): *Earth Science Reviews*, 198, 102886
- Lindsey, R. 2003, Under a Variable Sun, <https://earthobservatory.nasa.gov/features/VariableSun/variable4.php>.
- Lindzen RS (1994): *Annual Review of Fluid Mechanics*, 26, 353.
- Lindzen RS, Choi YS (2011): *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 47, 377.
- Lindzen RS, Giannitsis C (1998): *J. Geophys. Res.*, 103, 5929.
- Lisiecki LE, Raymo ME (2005): *Paleoceanography*, 20, PA1003.
- Livingston W (1994): in *The Solar Engine and its Influence on Terrestrial Atmosphere and Climate*, ed. E. Nesme-Ribes, 145.
- Livingston W, Wallace L, White OR, Giampapa MS (2007): *ApJ*, 657, 1137.
- Lockwood GW, Skiff BA, Baliunas SL, Radick RR (1992): *Nature*, 360, 653.
- Lockwood GW, Skiff BA, Henry GW et al. (2007): *ApJS*, 171, 260.
- Lockwood M (2012): *Surveys in Geophysics*, 33, 503.
- Lockwood M, Fröhlich C (2007): *Proceedings of the Royal Society of London Series A*, 463, 2447.
- Loehle C (2009): *Climatic Change*, 94, 233.
- Loehle C, Singer SF (2010): *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47, 1327.
- Lohmann G, Rimbu N, Dima M (2004): *International Journal of Climatology*, 24, 1045.
- Lopes F, Le Mouél JL, Gibert D (2017): *Comptes Rendus Geoscience*, 349, 159.
- Lorius C, Jouzel J, Raynaud D (1992): *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B*, 338, 227.
- Lorius C, Ritz C, Jouzel J et al. (1985): *Nature*, 316, 591
- Lüdecke, H.-J., Cina, R., Dammschneider, H.-J., and Lüning, S., *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 205, 105294.
- Ludwig KR, Simmons KR, Winograd LJ et al. (1993): *Nature*, 362, 596.
- Lugina KM, Groisman PY, Vinnikov KY et al. (2006): *Monthly Surface Air Temperature Time Series Area-Averaged Over the 30-Degree Latitudinal Belts of the Globe*, Tech. rep., Environmental System Science Data Infrastructure for a Virtual Ecosystem; Carbon Dioxide Information Analysis Center (CDIAC), Oak Ridge National Laboratory (ORNL), Oak Ridge, TN (USA).
- Lüning S, Vahrenholt F (2015): *The Neglected Sun: Why the Sun Precludes Climate Catastrophe*, 2nd edn. (The Heartland Institute) —. 2016, in *Evidence-Based Climate Science (Second Edition)*, ed. D. J. Easterbrook (Elsevier), 283.
- Maasch KA, Mayewski PA, Rohling EJ et al. (2005): *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87, 7.
- Maghrabi A, Kudela K (2019): *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 190, 36.
- Marsh GE (2014): *Journal of Climatology*, 2014, e345482.
- Marsh ND, Svensmark H (2000): *Phys. Rev. Lett.*, 85, 5004.
- Marsh N, Svensmark H (2003): *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 108, 4195.
- Marsh N, Svensmark H (2004): *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 109, D14205.
- Maslin MA, Ridgwell AJ (2005): *Geological Society of London Special Publications*, 247, 19.
- Matthes K, Kuroda Y, Kodera K, Langematz U (2006): *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 111, D06108.
- Matthes K, Funke B, Andersson ME et al. (2017): *Geoscientific Model Development*, 10, 2247.
- Maunder ASDR, Maunder EW (1908): *The heavens and their story* (London, R. Culley).
- Mauritsen T, Stevens B (2015): *Nature Geoscience*, 8, 346.
- Mazzarella A, Scafetta N (2018): *Climate Dynamics*, 51, 3957.
- McCracken KG, Beer J, Steinhilber F (2014): *Sol. Phys.*, 289, 3207.
- McKittrick R, Nierenberg N (2010): *Journal of Economic and Social Measurement*, 35, 149.
- Meehl GA, Arblaster JM, Matthes K et al. (2009): *Science*, 325, 1114.
- Meffah M, Dewitte S, Irbah A et al. (2014): *Sol. Phys.*, 289, 1885.
- Meinshausen M, Smith SJ, Calvin K et al. (2011): *Climatic Change*, 109, 213.
- Menne MJ, Williams CN (2009): *Journal of Climate*, 22, 1700.
- Menne MJ, Williams CN, Gleason BE, Rennie JJ, Lawrimore JH (2018): *Journal of Climate*, 31, 9835.
- Metcalfe TS, Egeland R, van Saders J (2016): *ApJL*, 826, L2.
- Misios S, Schmidt H (2012): *Journal of Climate*, 25, 5102.
- Mitchell JM (1961): *Annals of the New York Academy of Sciences*, 95, 235.
- Moberg A, Bergström H (1997): *International Journal of Climatology*, 17, 667.
- Montet BT, Tovar G, Foreman-Mackey D (2017): *ApJ*, 851, 116.
- Mörner NA (2015): *Planetary Influence on the Sun and the Earth, and a Modern Book-Burning* (New York: Nova Science Publishers, Inc).
- Mörner NA, Solheim JE, Humlum O, Falk-Petersen S (2020): *International Journal of Astronomy and Astrophysics*, 10, 97.

- Moseley GE, Edwards RL, Wendt KA et al. (2016a): Science, 351, 165.
- Moseley GE, Dublyansky YV, Edwards RL et al. (2016b): Science, 354, 296.
- Mufti S, Shah GN (2011): Journal of Atmospheric and Solar- Terrestrial Physics, 73, 1607.
- Muller RA, MacDonald GJ (1997a): Science, 277, 215.
- Muller RA, MacDonald GJ (1997b): Proceedings of the National Academy of Science, 94, 8329.
- Muller RA, Rohde R, Jacobsen R et al. (2014): Geoinformatics and Geostatistics: An Overview, 2013.
- Neff U, Burns SJ, Mangini A et al. (2001): Nature, 411, 290.
- Nèmeec NE, Shapiro AI, Krivova NA et al. (2020): A&A, 636, A43.
- Nesme-Ribes E, Ferreira EN, Sadourny R et al. (1993): J. Geophys. Res., 98, 18923.
- Ney EP (1959): Nature, 183, 451.
- Owens MJ, Lockwood M, Riley P (2017): Scientific Reports, 7, 41548.
- Pallé Bagó E, Butler CJ (2000): Astronomy and Geophysics, 41, 4.18.
- Pallé E, Butler CJ (2001): International Journal of Climatology, 21, 709.
- Pallé E, Butler CJ, O'Brien K (2004): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 66, 1779.
- Pan X, Wang G, Yang P et al. (2020): Earth System Dynamics, 11, 525.
- Parker DE (2006): Journal of Climate, 19, 2882.
- Peterson TC, Gallo KP, Lawrimore J et al. (1999): Geophys. Res. Lett., 26, 329.
- Petit J R, Jouzel J, Raynaud D et al. (1999): Nature, 399, 429.
- Pierce JR (2017): Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 122, 8051.
- Pittock AB (1983): Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 109, 23.
- Plass GN (1956): Tellus, 8, 140.
- Poluianov S, Usoskin I (2014): Sol. Phys., 289, 2333.
- Preminger DG, Chapman GA, Cookson AM (2011): ApJL, 739, L45.
- Puetz SJ, Prokoph A, Borchardt G (2016): Journal of Statistical Planning and Inference, 170, 158.
- Radick RR, Lockwood GW, Baliunas SL (1990): Science, 247, 39.
- Radick RR, Lockwood GW, Henry GW et al. (2018): ApJ, 855, 75.
- Radick RR, Lockwood GW, Skiff BA, Baliunas SL (1998): ApJS, 118, 239.
- Rahmstorf S, Archer D, Ebel DS et al. (2004a): EOS Transactions, 85, 38.
- Rahmstorf S, Archer D, Ebel DS et al. (2004b): EOS Transactions, 85, 510.
- Rakow T, Thompson V, Ball L, Markovits H (2015): Thinking and Reasoning, 21, 167.
- Raymo ME, Lisiecki LE, Nisancioglu KH (2006): Science, 313, 492.
- Rayner NA, Parker DE, Horton EB et al. (2003): Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 108, 4407.
- Reid GC (1987): Nature, 329, 142.
- Reid GC (1991): J. Geophys. Res., 96, 2835.
- Reid GC (2000): Space Sci. Rev., 94, 1.
- Reinhold T, Bell KJ, Kuszlewicz J et al. (2019): A&A, 621, A21.
- Reinhold T, Cameron RH, Gizon L (2017): A&A, 603, A52.
- Reinhold T, Shapiro AI, Solanki SK et al. (2020): Science, 368, 518.
- Rempel M (2020): ApJ, 894, 140.
- Ren G, Li J, Ren Y et al. (2015): Journal of Applied Meteorology and Climatology, 54, 1248.
- Ren Y, Ren G (2011): Journal of Climate, 24, 3179.
- Rial JA, Oh J, Reischmann E (2013): Nature Geoscience, 6, 289.
- Richardson IG, Cane HV, Cliver EW (2002): Journal of Geophysical Research (Space Physics), 107, 1187.
- Rind D, Lean J, Lerner J et al. (2008): Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 113, D24103.
- Roe G (2006): Geophys. Res. Lett., 33, L24703.
- Roe GH, Allen MR (1999): Geophys. Res. Lett., 26, 2259.
- Roe GH, O'Neal MA (2009): Journal of Glaciology, 55, 839.
- Rohrschneider T, Stevens B, Mauritsen T (2019): Climate Dynamics, 53, 3131.
- Roy I (2014): International Journal of Climatology, 34, 655.
- Roy I (2018): Climate Variability and Sunspot Activity: Analysis of the Solar Influence on Climate, Springer Atmospheric Sciences (Springer International Publishing).
- Roy I (2018): Scientific Reports, 8, 4864.
- Roy I, Asikainen T, Maliniemi V, Mursula K (2016): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 149, 167.
- Roy I, Haigh JD (2010): Atmospheric Chemistry and Physics, 10, 3147.
- Roy I, Haigh JD (2012): Journal of Atmospheric Sciences, 69, 1446.
- Roy I, Kripalani RH (2019): Theoretical and Applied Climatology, 137, 469.
- Royer DL (2006): Geochim. Cosmochim. Acta, 70, 5665.
- Royer DL, Berner RA, Montañez IP et al. (2004): GSA TODAY, 7.
- Rubino A, Zanchettin D, De Rovere F, McPhaden MJ (2020): Scientific Reports, 10, 7433.
- Ruzmaikin A, Aumann HH (2012): Advances in Space Research, 49, 572.
- Ruzmaikin A, Feynman J (2002): Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 107, 4209.
- Ruzmaikin A, Feynman J (2015): Advances in Space Research, 56, 1590.
- Ruzmaikin A, Feynman J, Jiang X et al. (2004): Geophys. Res. Lett., 31, L12201.
- Ruzmaikin A, Feynman J, Yung YL (2006): Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 111, D21114.
- Saar S H, Baliunas S L (1992): in Astronomical Society of the Pacific Conference Series, 27, The Solar Cycle, ed. K. L. Harvey, 150.

- Saar SH, Testa P (2012): in Comparative Magnetic Minima: Characterizing Quiet Times in the Sun and Stars, eds. C. H. Mandrini and D. F. Webb, Vol. 286, 335.
- Salabert D, García RA, Beck PG et al. (2016): A&A, 596, A31.
- Salby M, Callaghan P (2000): Journal of Climate, 13, 2652.
- Salby M, Callaghan P (2004): Journal of Climate, 17, 34.
- Salby ML, Callaghan PF (2006): Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 111, D21113 Sarewitz, D. 2011, Nature, 478, 7.
- Scafetta N (2009): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 71, 1916.
- Scafetta N (2010): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 72, 951.
- Scafetta N (2011): in Evidence-Based Climate Science, ed. D. Easterbrook (Boston: Elsevier), 289.
- Scafetta N (2012a): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 74, 145.
- Scafetta N (2012b): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 81, 27.
- Scafetta N (2012c): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 80, 296.
- Scafetta N (2013): Earth Science Reviews, 126, 321.
- Scafetta N (2014a): Ap&SS, 354, 275.
- Scafetta N (2014b): Physica A Statistical Mechanics and its Applications, 413, 329.
- Scafetta N (2018): Advances in Space Research, 62, 334.
- Scafetta N (2019): IJEGE, 1, 49.
- Scafetta N (2020): Sol. Phys., 295, 33.
- Scafetta N (2021): Climate Dynamics, 56, 2959.
- Scafetta N, Milani F, Bianchini A (2020): Geophys. Res. Lett., 47, e89954.
- Scafetta N, Milani F, Bianchini A, Ortolani S (2016): Earth Science Reviews, 162, 24.
- Scafetta N, Ouyang S (2019): Global and Planetary Change, 181, 102989.
- Scafetta N, West BJ (2006a): Geophys. Res. Lett., 33, L05708.
- Scafetta N, West BJ (2006b): Geophys. Res. Lett., 33, L17718.
- Scafetta N, West BJ (2008a): Physics Today, 61, 50.
- Scafetta N, West BJ (2008b): Physics Today, 61, 14.
- Scafetta N, Willson RC (2014): Ap&SS, 350, 421.
- Scafetta N, Willson RC (2019): Advances in Astronomy, 2019, article ID 1214896.
- Scafetta N, Willson RC, Lee JN, Wu DL (2019): Remote Sensing, 11, 2569.
- Schneider L, Smerdon JE, Büntgen U et al. (2015): Geophysical Research Letters, 42, 4556.
- Schmidt GA, Jungclauss JH, Ammann CM et al. (2012): Geoscientific Model Development, 5, 185.
- Schove DJ (1955): J. Geophys. Res., 60, 127.
- Schrijver CJ, Livingston WC, Woods TN, Mewaldt RA (2011): Geophys. Res. Lett., 38, L06701.
- Shackleton NJ (1993): Nature, 362, 596.
- Shah SP, Wright JT, Isaacson H, Howard AW, Curtis JL (2018): ApJL, 863, L26.
- Shakun JD, Burns SJ, Clark PU et al. (2011): Geophys. Res. Lett., 38, L18701.
- Shapiro AI, Schmutz W, Cessateur G, Rozanov E (2013): A&A, 552, A114.
- Shapiro AI, Schmutz W, Rozanov E et al. (2011): A&A, 529, A67.
- Shapiro AI, Solanki SK, Krivova NA et al. (2016): A&A, 589, A46.
- Sharma M (2002): Earth and Planetary Science Letters, 199, 459.
- Shaviv NJ (2005): Journal of Geophysical Research (Space Physics), 110, A08105.
- Shaviv NJ (2008): Journal of Geophysical Research (Space Physics), 113, A11101.
- Shaviv NJ, Prokoph A, Veizer J (2014): Scientific Reports, 4, 6150.
- Shaviv NJ, Veizer J (2004): GSA Today, 14, e4, doi: 10.1130/1052-5173(2004)014;0018:CARCAA;2.0.CO;2.
- Shaviv N, Veizer J (2003): GSA Today, 13, 4.
- Shaviv N, Veizer J (2004): EOS Transactions, 85, 510.
- Shindell DT, Faluvegi G, Schmidt GA (2020): Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 125, e31640.
- Shirley JH, Sperber KR, Fairbridge RW (1990): Sol. Phys., 127, 379.
- Simpson GC (1929): Nature, 124, 988.
- Singer SF, Avery D (2008): Unstoppable Global Warming: Every 1500 Years, updated and expanded ed edition edn. (Lanham, Md.: Rowman & Littlefield Publishers).
- Sloan T, Wolfendale AW (2013): Environmental Research Letters, 8, 045022.
- Smith TM, Reynolds RW, Peterson TC, Lawrimore J (2008): Journal of Climate, 21, 2283.
- Solanki SK, Fligge M (1998): Geophys. Res. Lett., 25, 341.
- Solanki SK, Fligge M (1999): Geophys. Res. Lett., 26, 2465.
- Solanki SK, Schüssler M, Fligge M (2000): Nature, 408, 445.
- Solanki SK, Schüssler M, Fligge M (2002): A&A, 383, 706.
- Solheim JE (2013): Pattern Recognition in Physics, 1, 177.
- Solheim JE, Stordahl K, Humlum O (2012): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 80, 267.
- Soon W (2014): in Climate Change: The Facts 2014 (Institute of Public Affairs; Stockade Books).
- Soon W, Baliunas S, Posmentier ES, Okeke P (2000a): New Astron., 4, 563.
- Soon W, Connolly R, Connolly M (2015): Earth-Science Reviews, 150, 409.
- Soon W, Dutta K, Legates DR et al. (2011): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 73, 2331.
- Soon WH, Baliunas SL, Zhang Q (1994): Sol. Phys., 154, 385.
- SoonWH, Posmentier ES, Baliunas SL (1996): ApJ, 472, 891.

- Soon W, Legates DR (2013): *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 93, 45.
- Soon W, Posmentier E, Baliunas S (2000b): *Annales Geophysicae*, 18, 583.
- Soon W, Velasco Herrera VM, Cionco RG et al. (2019a): *MNRAS*, 483, 2748.
- Soon WWH (2005): *Geophys. Res. Lett.*, 32, L16712.
- Soon WWH (2009): *Physical Geography*, 30, 144.
- Soon WWH, Connolly R, Connolly M et al. (2018): *Earth Science Reviews*, 185, 80.
- Soon WWH, Connolly R, Connolly M et al. (2019b): *Earth Science Reviews*, 198, 102950.
- Soon WWH, Yaskell SH (2003): *The Maunder Minimum: And the Variable Sun-Earth Connection* (River Edge, N.J.: World Scientific Pub Co Inc).
- Soon W, Velasco Herrera VM, Selvaraj K et al. (2014): *Earth Science Reviews*, 134, 1.
- Spencer RW, Braswell WD (2014): *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 50, 229.
- Spiridonov A, Balakauskas L, Stankevič R et al. (2019): *Scientific Reports*, 9, 14711.
- St George S, Esper J (2019): *Quaternary Science Reviews*, 203, 278.
- Stefani F, Beer J, Giesecke A et al. (2020): *Astronomische Nachrichten*, 341, 600.
- Stefani F, Giesecke A, Seilmayer M et al. (2020): *Magnetohydrodynamics*, 56, 269.
- Stefani F, Giesecke A, Weber N, Weier T (2016): *Sol. Phys.*, 291, 2197.
- Steinhilber F, Beer J, Fröhlich C (2009): *Geophys. Res. Lett.*, 36, L19704.
- Steinhilber F, Abreu JA, Beer J et al. (2012): *Proceedings of the National Academy of Science*, 109, 5967.
- Stoffel M, Khodri M, Corona C et al. (2015): *Nature Geoscience*, 8, 784.
- Stott PA, Tett SFB, Jones GS et al. (2001): *Climate Dynamics*, 17, 1.
- Stuiver M (1961): *J. Geophys. Res.*, 66, 273.
- Stuiver M, Braziunas TF, Grootes PM, Zielinski GA (1997): *Quaternary Research*, 48, 259.
- Stuiver M, Grootes PM, Braziunas TF (1995): *Quaternary Research*, 44, 341.
- Suess HE (1965): *J. Geophys. Res.*, 70, 5937.
- Suess HE (1968): in *Causes of Climatic Change: A collection of papers derived from the INQUA-NCAR Symposium on Causes of Climatic Change*, August 30-31, 1965, Boulder, Colorado, eds. D. E. Billings, W. S. Broecker, and R. A. e. a. Bryson, *Meteorological Monographs* (Boston, MA: American Meteorological Society), 146.
- Sugden DE (2014): *Antarctic Science*, 26, 604.
- Sun B, Bradley RS (2002): *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 107, 4211.
- Sun B, Bradley RS (2004): *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 109, D14206.
- Svalgaard L (2014): Leif Svalgaard's Research Page Links Svalgaard, L., and Schatten, K. H. 2016, *Sol. Phys.*, 291, 2653.
- Svensmark H (2007): *Astronomy and Geophysics*, 48, 1.18.
- Svensmark H (2012): *MNRAS*, 423, 1234.
- Svensmark H (2019): *GWPF Report*, 33, Force Majeure: the Sun's Role in Climate Change (Global Warming Policy Foundation), oCLC: 1121088712.
- Svensmark H, Bondo T, Svensmark J (2009): *Geophys. Res. Lett.*, 36, L15101.
- Svensmark H, Enghoff MB, Pedersen JOP (2013): *Physics Letters A*, 377, 2343.
- Svensmark H, Enghoff MB, Shaviv NJ, Svensmark J (2017): *Nature Communications*, 8, 2199.
- Svensmark H, Friis-Christensen E (1997): *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 59, 1225.
- Svensmark H, Friis-Christensen E (2000): *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 62, 79.
- Svensmark J, Enghoff MB, Shaviv NJ, Svensmark H (2016): *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 121, 8152.
- Szarka L, Soon WWH, Cionco RG (2021): *Advances in Space Research*, 67, 700.
- Tinsley BA (2012): *Advances in Space Research*, 50, 791.
- Tinsley BA, Heelis RA (1993): *J. Geophys. Res.*, 98, 10375.
- Tziperman E, Raymo ME, Huybers P, Wunsch C (2006): *Paleoceanography*, 21, PA4206.
- Ueno Y, Hyodo M, Yang T, Katoh S (2019): *Scientific Reports*, 9, 9389.
- Usoskin IG (2018): *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 176, 69.
- Usoskin IG, Horiuchi K, Solanki S et al. (2009): *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 114, A03112.
- Usoskin IG, Solanki SK, Kovaltsov GA (2007): *A&A*, 471, 301.
- Usoskin IG, Arlt R, Asvestari E et al. (2015): *A&A*, 581, A95.
- van der Sluijs J P, van Est R, Riphagen M (2010): *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 2, 409.
- van Loon H, Brown J, Milliff RF (2012): *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 117, D07106.
- van Loon H, Labitzke K (2000): *Space Sci. Rev.*, 94, 259.
- van Loon H, Meehl GA (2008): *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 70, 1046.
- van Loon H, Meehl GA (2011): *Geophys. Res. Lett.*, 38, L12804.
- van Loon H, Meehl GA, Arblaster JM (2004): *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 66, 1767.
- van Loon H, Shea DJ (1999): *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2893.
- van Loon H, Shea DJ (2000): *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2965.
- Vaquero JM, Svalgaard L, Carrasco VMS et al. (2016): *Sol. Phys.*, 291, 3061.
- Velasco Herrera VM, Mendoza B, Velasco Herrera G (2015): *New Astron.*, 34, 221.
- Vieira LEA, Solanki SK, Krivova NA, Usoskin I (2011): *A&A*, 531, A6.
- Voiculescu M, Usoskin I (2012): *Environmental Research Letters*, 7, 044004.
- Voiculescu M, Usoskin IG, Condurache-Bota S (2013): *Environmental Research Letters*, 8, 045032.
- Voiculescu M, Usoskin IG, Mursula K (2006): *Geophys. Res. Lett.*, 33, L21802.
- Wade P (1995): *Journal of the British Astronomical Association*, 105, 165.

- Wang G, Zhao C, Zhang M et al. (2020): Scientific Reports, 10, 17141.
- Wang H, Li H (2019): Sol. Phys., 294, 138.
- Wang H, Li H (2020): ApJ, 890, 134.
- Wang H, Qi J, Li H, Fang W (2017): Sol. Phys., 292, 9.
- Wang YM, Lean JL, Sheeley NRJ (2005): ApJ, 625, 522.
- Wehrli C, Schmutz W, Shapiro AI (2013): A&A, 556, L3.
- White OR, Skumanich A, Lean J et al. (1992): PASP, 104, 1139.
- White WB, Cayan DR, Lean J (1998): J. Geophys. Res., 103, 21355.
- White WB, Lean J, Cayan DR, Dettinger MD (1997): J. Geophys. Res., 102, 3255.
- Wickham C, Rohde R, Muller RA et al. (2013): Geoinformatics and Geostatistics: An Overview.
- Willson RC (1997): Science, 277, 1963.
- Willson RC (2014): Ap&SS, 352, 341.
- Wilson R, Anchukaitis K, Briffa KR et al. (2016): Quaternary Science Reviews, 134, 1.
- Willson RC, Gulkis S, Janssen M et al. (1981): Science, 211, 700.
- Willson RC, Hudson HS (1988): Nature, 332, 810.
- Willson RC, Hudson HS (1991): Nature, 351, 42.
- Willson RC, Mordvinov AV (2003): Geophys. Res. Lett., 30, 1199.
- Wilson IRG, Carter B D, Waite IA (2008): PASA, 25, 85.
- Wilson OC (1978): ApJ, 226, 379.
- Winograd IJ (2016): Science, 354, 296.
- Winograd IJ, Coplen TB, Landwehr JM et al. (1992): Science, 258, 255.
- Winograd IJ, Landwehr JM, Coplen TB et al. (2006): Quaternary Research, 66, 202.
- Winograd I, Landwehr J (1993): A Response to "Milankovitch theory viewed from Devils Hole", eds. J. Imbrie, A. C. Mix and D. G. Martinson, USGS Numbered Series 93-357, U. S. Geological Survey; Books and Open-File Reports Section [distributor].
- Wolff CL, Patrone PN (2010): Sol. Phys., 266, 227.
- Wright JT (2004): AJ, 128, 1273.
- Wu W, Dessler AE, North GR (2006): Geophys. Res. Lett., 33, L20707.
- Wunsch C (2004): Quaternary Science Reviews, 23, 1001.
- Wyatt M G, Curry JA (2014): Climate Dynamics, 42, 2763.
- Xu JC, Xie JL, Qu ZN (2017): ApJ, 851, 141.
- Xu W, Li Q, Jones P et al. (2018): Climate Dynamics, 50, 2513.
- Yeo KL, Solanki SK, Krivova NA et al. (2020): Geophys. Res. Lett., 47, e90243.
- Yiou P, Bard E, Dandin P et al. (2010): Climate of the Past, 6, 565.
- Yndestad H, Solheim JE (2017): New Astron., 51, 135.
- Young GHF, Gagen MH, Loader NJ et al. (2019): Geophys. Res. Lett., 46, 2811.
- Yu F, Luo G (2014): Environmental Research Letters, 9, 045004.
- Zacharias P (2014): Surveys in Geophysics, 35, 897.
- Zhang J, Shapiro AI, Bi S et al. (2020a): ApJL, 894, L11.
- Zhang L, Tinsley B, Zhou L (2020b): Geophys. Res. Lett., 47, e87024.
- Zhang Q, Soon WH, Baliunas SL et al. (1994): ApJL, 427, L111.
- Zhang PF, Ren GY, Qin Y et al. (2021): Journal of Climate, 34, (1923).
- Zhao X, Soon W, Velasco Herrera VM (2020): Universe, 6, 153.
- Zharkova V, Popova E, Shepherd S, Zharkov S (2018): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 176, 72.
- Zharkova VV, Shepherd SJ, Zharkov SI, Popova E (2019): Scientific Reports, 9, 9197.
- Zharkova VV, Shepherd SJ, Zharkov SI, Popova E (2020): Scientific Reports, 10, 4336.
- Zhou J, Tung KK (2010): Journal of Climate, 23, 3234.
- Zhou J, Tung KK (2013): Journal of Atmospheric Sciences, 70, 9.
- Zhou K, Butler CJ (1998): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 60, 1711.
- Zhou L, Tinsley B, Chu H, Xiao Z (2016): Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 149, 232.
- Zhou Q, Chen W, Zhou W (2013): Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 118, 5111.
- Ziskin S Shaviv NJ (2012): Advances in Space Research, 50, 762.